

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

NATURE ET ORIGINE DES ROCHES MÉTAMORPHIQUES
INFRA-OPHIOLITIQUES DE LA RÉGION DU LAC BROMPTON, QUÉBEC,
CANADA

MÉMOIRE
PRÉSENTÉ
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR
CAROLINE DAOUST

SEPTEMBRE 2007

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

J'aimerais d'abord remercier mon directeur de recherche Alain Tremblay pour l'encadrement et le soutien qu'il m'a fournis au cours de mes travaux de maîtrise. Sa disponibilité tant pour les excursions sur le terrain que pour les divers travaux qui ont suivi a été grandement appréciée.

Je voudrais souligner la collaboration de mon confrère Stéphane De Souza, étudiant à la maîtrise à l'UQAM avec qui j'ai effectué la cartographie du secteur du Lac Brompton au cours des étés 2004 et 2005. J'aimerais le remercier pour ses conseils et ses opinions qu'il a partagés avec moi et qui m'ont permis d'avoir des discussions intéressantes et constructives. J'aimerais aussi remercier Michel Gauthier professeur à l'UQAM et Jean Bédard de la Commission géologique du Canada qui ont bien voulu participer au jury d'évaluation du mémoire. M'ayant aussi accompagné sur le terrain, j'aimerais les remercier pour leurs bons conseils et commentaires.

Finalement j'aimerais remercier mon entourage qui m'a appuyée et encouragée tout au long de ces deux années de maîtrise. Un merci spécial à Martin qui a fait preuve d'une patience exemplaire avec moi au cours de mes derniers mois de rédaction...

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES	vi
LISTE DES PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES.....	ix
LISTE DES ABRÉVIATIONS.....	xii
RÉSUMÉ.....	xiii
INTRODUCTION	1
Problématique.....	1
Hypothèses de travail.....	2
Objectifs.....	4
Méthodologie.....	5
 CHAPITRE I	
CONTEXTE GÉOLOGIQUE	7
1.1 Géologie régionale.....	7
1.2 Région d’Orford-Sherbrooke.....	9
1.3 Complexe ophiolitique du Lac Brompton.....	10
1.3.1 Roches ophiolitiques.....	11
1.3.2 Roches sédimentaires.....	12
1.3.3 Roches métamorphiques.....	13
 CHAPITRE II	
CARACTÉRISATION PÉTROGRAPHIQUE	15
2.1 Métabasaltes.....	15
2.2 Roches métasédimentaires.....	17

CHAPITRE III	
CARACTÉRISATION MÉTAMORPHIQUE	22
3.1 Techniques analytiques.....	22
3.2 Nomenclature.....	23
3.3 Variations compositionnelles.....	26
3.3.1 Amphiboles.....	26
3.3.2 Grenats.....	31
3.4 Discussion et synthèse.....	33
CHAPITRE IV	
CARACTÉRISATION STRUCTURALE	39
4.1 Introduction.....	39
4.2 Contacts lithologiques.....	42
4.2.1 Contact roches ultramafiques/roches métamorphiques.....	42
4.2.2 Contact roches sédimentaires/roches métamorphiques.....	42
4.3 Déformation.....	45
4.3.1 Domaine ouest.....	46
4.3.2 Domaine est	52
4.4 Synthèse.....	54
CHAPITRE V	
CARACTÉRISATION GÉOCHIMIQUE	59
5.1 Introduction.....	59
5.2 Techniques analytiques.....	60
5.3 Géochimie des éléments majeurs.....	61
5.4 Géochimie des éléments mineurs et en traces.....	62
5.4.1 Diagrammes de discrimination paléotectonique.....	62
5.4.2 Spectres multiélémentaires et de terres rares.....	66
5.5 Synthèse.....	70

CHAPITRE VI	
DISCUSSION.....	71
6.1 Métamorphisme.....	72
6.2 Structure.....	75
6.3 Protolithes.....	78
6.4 Reconstitution paléotectonique.....	85
6.4.1 Formation de la semelle d'obduction.....	85
6.4.2 Tectonique post-obduction.....	86
CONCLUSION	91
APPENDICE A	
Carte géologique au 1 : 20000 de la région du Lac Brompton	93
APPENDICE B	
Composition représentative de différents minéraux dans les roches métavolcaniques	94
APPENDICE C	
Composition représentative de différents minéraux dans les roches métasédimentaires	98
APPENDICE D	
Composition géochimique des roches métavolcaniques	101
APPENDICE E	
Valeurs respectives des limites de détection pour les analyses géochimiques par les méthodes ICP-AES et ICP-MS	103
RÉFÉRENCES	106

LISTE DES FIGURES

Figure	Page
1.1	Carte géologique des Appalaches du sud du Québec 8
1.2	Carte géologique de la région d'Orford-Sherbrooke 10
3.1	Nomenclature des amphiboles tirée de Leake (1978) 24
3.2	Représentation schématique dans un espace P-T des réactions et des différentes amphiboles des faciès métamorphiques schiste vert, schiste bleu et amphibolite 25
3.3	Points d'analyse des amphiboles sur un graphique a) FeO/MgO en fonction de Al ₂ O ₃ . b) SiO ₂ en fonction de Al ₂ O ₃ . c) Na ₂ O en fonction de Al ₂ O ₃ . d) TiO ₂ en fonction de Al ₂ O ₃ 28
3.4	a) Points d'analyse des amphiboles sur un graphique de Ca et Na en fonction de Si et Al. b) Points d'analyse des amphiboles sur un graphique de Al ^{VI} en fonction de Al ^{IV} . c) Zoom sur les échantillons de la figure 3.3a 30
3.5	Variations compositionnelles représentatives des grenats dans les roches métasédimentaires 32
3.6	Diagramme P-T représentant les réactions chlorite-out et épidote-out. 35
3.7	Points d'analyse des amphiboles sur un graphique de Al ^{VI} en fonction de Si. Graphique tiré de Raase (1974). 35
4.1	Carte géologique détaillée des roches métamorphiques à l'ouest du Lac Brompton. 40
4.2	Carte géologique détaillée des roches métamorphiques à l'est du Lac Brompton. 41
4.3	Cartographie détaillée le long d'un contact entre les unités ultramafiques de l'ophiolite et les conglomérats à la base du Mélange de St Daniel. 44

4.4	Projections stéréographiques des mesures structurales à l'ouest du Lac Brompton.	48
4.5	Cartographie détaillée d'une charnière de pli d'une bande de roches métamorphiques située à l'ouest du Lac Brompton.	50
4.6	Coupe structurale perpendiculaire aux lentilles de roches métamorphiques à l'ouest du Lac Brompton.	51
4.7	Projections stéréographiques des mesures structurales à l'est du Lac Brompton. .	52
5.1	Classification IUGS des roches volcaniques de Le Maître <i>et al.</i> (1989).	62
5.2	Diagramme Zr/TiO ₂ vs Nb/Y de Winchester (1977).	64
5.3	Diagramme ternaire AFM.	64
5.4	Diagramme Cr vs Y de Pearce (1982).	64
5.5	Diagramme Zr/Y vs Zr de Pearce et Norry (1979).	65
5.6	Diagramme ternaire Zr - Nb -Y de Meschede (1986).	65
5.7	Diagramme ternaire Y/15 - La/10 - Nb/8 de Cabanis et Lecolle (1989).	65
5.8	Diagramme Zr/Y vs Zr/Nb de Menzies et Kyle (1990).	66
5.9	Profils de terres rares.	68
5.10	Profils multiélémentaires.	68
5.11	Diagramme de terres rares. Comparaison entre les profils des metabasites de type 1 (alcalin) et des basaltes continentaux typiques.	69
5.12	Diagramme de terre rares. Comparaison entre les profils des metabasites de type 2 (tholéitiques) et des basaltes MORBs typiques.	69
6.1	Coupes schématiques de différentes semelles d'obduction dans les Appalaches (Lac Brompton, Thetford Mines et Mont Albert).	74
6.2	Représentation schématique des différentes surfaces d'érosion présentes au Lac Brompton.	76
6.3	Comparaison des spectres (a) de terres rares et (b) multiéléments des amphibolites de Belmina Ridge avec les metabasites tholéitiques du Lac Brompton (type 2)	79

6.4	Comparaison des profils (a) de terres rares et (b) multiéléments des basaltes de la Formation de Tibbit Hill avec les metabasaltes alcalins du Lac Brompton . . .	83
6.5	Comparaison des profils (a) de terres rares et (b) multiéléments des basaltes de la zone 2 (formations de Pinnacle et de Underhill) et des dykes mafiques de la zone 1 de Coish 1997 (Vermont) avec les metabasaltes alcalins du Lac Brompton	83
6.6	Comparaison des profils (a) de terres rares et (b) multiéléments des basaltes de la zone 3 (formations de Hazen Notch et de Pinney Hollow) de Coish 1997 (Vermont) avec les metabasaltes tholéitiques du Lac Brompton. . .	84
6.7	Comparaison des profils (a) de terres rares et (b) multiéléments des basaltes du Groupe de Caldwell avec les metabasaltes alcalins du Lac Brompton.	84
6.8	Tableau synthétique des éléments structuraux présents au Lac Brompton corrélés avec la nomenclature régionale de Tremblay et Castonguay (2002). . . .	87
6.9	Coupe structurale orientée ONO-ESE de la région du Lac Brompton	88
6.10	Coupe structurale orientée N-S de la région du Lac Brompton	89

LISTE DES PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

	Page
Planche photographique I	14
Photo 1 Mudstone rouge.	
Photo 2 Conglomérat polygénique à clastes mafiques et ultramafiques.	
Photo 3 Argilite à cailloux et grès typiques du Mélange de St-Daniel.	
 Planche photographique II	19
Photo 4 Affleurement de roche verte rubanée.	
Photo 5 Micro-photographie d'un metabasalte à Ep+Hbl+Pl (sous-groupe 1).	
Photo 6 Micro-photographie d'un metabasalte à Hbl+Ep+Pl (sous-groupe 2).	
 Planche photographique III	20
Photo 7 Micro-photographie d'un metabasalte à Hbl+Ep+Pl (sous-groupe 2).	
Photo 8 Micro-photographie d'un metabasalte à Hbl+Pl (sous-groupe 3).	
Photo 9 Roche métasédimentaire (phyllade) en affleurement.	
 Planche photographique IV	21
Photo 10 Roche métasédimentaire graphiteuse en affleurement.	
Photo 11 Micro-photographie d'une roche métasédimentaire (micaschiste).	
Photo 12 Micro-photographie d'un grenat pré à syn-cinématique dans un micaschiste.	

Planche photographique V.37

- Photo 13 Micro-photographie d'un cristal d'édénite dans un échantillon du faciès amphibolite à albite-épidote.
- Photo 14 Micro-photographie d'un cristal de pargasite dans un échantillon du faciès transitionnel entre amphibolite à albite-épidote et amphibolite.
- Photo 15 Micro-photographie d'un cristal de pargasite/tschermakite dans un échantillon du faciès amphibolite.

Planche photographique VI. 38

- Photo 16 Micro-photographie d'un cristal de tschermakite dans un échantillon du faciès amphibolite.
- Photo 17 Micro-photographie d'un cristal de grenat partiellement remplacé par de la chlorite dans un metabasalte.
- Photo 18 Micro-photographie de quelques cristaux de grenat partiellement chloritisés dans une roche métasédimentaire.

Planche photographique VII.55

- Photo 19 Brèche tectonique (ou cataclasite) formée dans les roches métamorphiques.
- Photo 20 Contact entre la serpentinite et les roches métamorphiques.

Planche photographique VIII.56

- Photo 21 Micro-photographie de structures en C/S dans un micaschiste.
- Photo 22 Plis intrafoliaux $P_{1,2}$.
- Photo 23 Charnière de pli P_3 dans un metabasalte.

Planche photographique IX.57

- Photo 24 Contact entre les roches ultramafiques cisailées et les roches métamorphiques.
- Photo 25 Contact faillé entre des grès du Mélange de St-Daniel et l'ophiolite.
- Photo 26 Lentille faillée d'argilite à l'intérieur des roches ultramafiques.

Planche photographique X58

- Photo 27 Plis P_3 en M dans les roches métamorphiques.
Photo 28 Plis P_3 en S dans les roches métamorphiques.
Photo 29 Figure d'interférence en dômes et bassins.

LISTE DES ABRÉVIATIONS

Ab	Albite	Parg	Pargasite
Act	Actinote	Pl	Plagioclase
Alm	Almandin	Pyr	Pyrope
Amp	Amphibole	Qtz	Quartz
An	Anorthite	Spn	Spinelle
Bt	Biotite	Spess	Spessartine
Chl	Chlorite	Sr	Séricite
Cpx	Clinopyroxène	Tr	Trémolite
Ed	Édénite	Tscher	Tschermakite
Ep	Épidote	Ttn	Titanite
Fds	Feldspath	Zs	Zoïsite
Fl	Fluide		
Gl	Glaucophane		
Gros	Grossulaire		
Grt	Grenat		
Hbl	Hornblende		
Ms	Muscovite		
Opx	Orthopyroxène		

RÉSUMÉ

Trois principaux complexes ophiolitiques sont connus dans les Appalaches du Sud du Québec : Thetford Mines, Asbestos et Mont Orford. Cependant, une ophiolite a été nouvellement recensée au NNE du complexe ophiolitique du Mont Orford et au sud de celui d'Asbestos ; l'ophiolite du Lac Brompton. Celle-ci était autrefois décrite comme étant un mélange ophiolitique faisant partie du complexe ophiolitique du Mont Orford et nommée le Mélange du Lac Montjoie. Les travaux de ce mémoire, basés sur une cartographie détaillée des roches ultramafiques et des roches adjacentes démontrent plutôt que le Mélange du Lac Montjoie est une ophiolite démembrée mais bien préservée.

Des niveaux discontinus de roches métamorphiques de nature variée (métabasaltes et roches métasédimentaires) sont présents sur la bordure sud du Complexe ophiolitique du Lac Brompton. La déformation régionale de ce secteur est cependant complexe et issue d'une tectonique polyphasée tributaire des orogénies taconienne et acadienne. L'étude des roches métamorphiques démontre que : (1) Ces roches métamorphiques sont structuralement situées sous le Complexe ophiolitique du Lac Brompton et ont subi trois phases de déformation. (2) Ces roches ont été soumises à des conditions de pression et température du faciès amphibolite à albite-épidote jusqu'au faciès amphibolite. (3) Le protolithe des roches métavolcaniques correspond à deux types de basaltes : des basaltes alcalins de marge continentale, et des basaltes tholéitiques de milieu transitionnel à océanique. Le protolithe des roches métasédimentaires est constitué de deux types de protolithes sédimentaires; les micaschistes correspondent à des grès et les roches métasédimentaires moins grossières à des phyllades. Cette séquence métamorphique est interprétée comme appartenant à une ou plusieurs écailles de la semelle dynamo-métamorphique de l'ophiolite du Lac Brompton.

L'ophiolite du Lac Brompton est tronquée par une surface d'érosion qui atteint localement les roches métamorphiques sous-jacentes. Cette surface d'érosion est soulignée par la présence de conglomérats similaires à la brèche de Coleraine de la région de Thetford Mines. Cette surface d'érosion est aussi présente dans les ophiolites d'Asbestos et de Thetford Mines, démontrant qu'elle est issue d'une érosion à l'échelle régionale ayant exposé les unités les plus profondes des complexes ophiolitiques peu de temps après l'obduction de ces derniers.

Mots-clés : Semelle métamorphique, ophiolite, obduction, Appalaches du sud du Québec, Lac Brompton.

INTRODUCTION

PROBLÉMATIQUE

La région du Lac Brompton se trouve dans le sud du Québec à une vingtaine de kilomètres à l'ouest de la ville de Shebrooke et à une quinzaine de kilomètres au nord de la ville de Magog. La région d'étude couvre une superficie d'environ 120 km² en périphérie du Lac Brompton. La région est constituée d'une grande variété de lithologies ; on y retrouve des roches sédimentaires, volcaniques, intrusives (felsiques et ultramafiques) et métamorphiques. Les derniers travaux de cartographie y remontant cependant à plusieurs années, une révision de la géologie locale et une cartographie plus détaillée s'avèrent utiles afin de mieux comprendre l'histoire géologique de la région.

Cooke (1949) a produit une carte de compilation géologique au 1 : 126 720 dans laquelle il a reconnu l'unité ultramafique et les roches métamorphiques du Lac Brompton. Par la suite St-Julien (1960, 1961) a cartographié au 1 : 12 000 le sud de la région du Lac Brompton en incluant une partie des roches ultramafiques, métamorphiques et les unités sédimentaires du Mélange de St-Daniel. Les roches ultramafiques ont alors été reconnues comme des intrusions, l'origine tectonique des ophiolites n'étant pas encore établie à cette époque. En 1970, une compilation de la région d'Orford-Sherbrooke est publiée par St-Julien. En 1978, Lamothe cartographie en détail un secteur de quelques kilomètres carrés à l'est du Lac Brompton. Les roches sont alors interprétées comme un diapir de serpentinite qui englobe des blocs kilométriques de roches ultramafiques, métamorphiques et sédimentaires appelé le Mélange du Lac Monjoie (Lamothe, 1978).

Dans le cadre d'un projet sur l'évolution de la ceinture d'ophiolites dans le sud du Québec et plus particulièrement dans la région de Thetford Mines, Schroetter (Schroetter, Tremblay et Bédard, 2005) effectue des travaux de reconnaissance dans la région du Lac

Brompton. Ces travaux semblent démontrer que le Mélange du Lac Monjoie pourrait être une ophiolite. En 2004-2005, la cartographie détaillée effectuée dans les environs du Lac Brompton appuie cette hypothèse et démontre que le Mélange du Lac Montjoie est plutôt une ophiolite démembrée mais bien préservée et est maintenant nommée le Complexe ophiolitique du Lac Brompton (Daoust *et al.*, 2005; De Souza *et al.*, 2006).

La suite de roches métamorphiques se trouvant au sud du complexe ophiolitique forme des lentilles plus ou moins continues se prolongeant sur environ 20 kilomètres selon un axe sud-ouest/nord-est. Ces roches métamorphiques ont déjà été cartographiées et reconnues par St-Julien (1960, 1961) mais aucune étude pétrologique n'avait été effectuée. Les roches ont été sommairement décrites comme étant des roches vertes rubanées et interprétées comme des métatuffs interlités avec des schistes quartzitiques (St-Julien, 1961). Ces bandes de roches métamorphiques se situent dans une zone structuralement complexe, coincée entre la faille de St-Joseph à l'ouest, le Complexe ophiolitique du Lac Brompton au nord et le Complexe ophiolitique du Mont Orford au sud. La nature du contact entre les roches métamorphiques et les unités encaissantes est mal contrainte alors que les relations structurales entre les différentes unités sont inconnues.

La problématique de ce travail de maîtrise comprend donc trois questions fondamentales concernant l'origine des roches métamorphiques du Lac Brompton: Quelles sont les conditions de pression et de température du métamorphisme? Quelle position structurale occupent ces roches au sein du Complexe ophiolitique du Lac Brompton? Quelle est la nature des protolithes de cette série métamorphique?

HYPOTHÈSES DE TRAVAIL

Plusieurs bandes de roches volcaniques et métavolcaniques sont présentes dans les Appalaches du Sud du Québec, elles appartiennent à la zone de Humber Interne, soit l'équivalent métamorphique et/ou déformée de la paléo-marge de Laurentia, et à la zone de Dunnage incluant les roches du domaine océanique. La zone de Humber comprend les roches

volcaniques de la Formation de Tibbit Hill et les basaltes du Groupe de Caldwell. Dans la zone de Dunnage se retrouvent l'amphibolite de Belmina Ridge (la semelle métamorphique associée au Complexe ophiolitique de Thetford Mines) et les basaltes surmontant chacun des complexes ophiolitiques du sud du Québec. Aux États-Unis, dans l'état du Vermont, on retrouve d'autres roches volcaniques semblables à celles du Québec, elles sont présentes dans des écailles tectoniques métamorphisées au faciès schiste vert (Stanley et Ratcliffe, 1985). Ces roches font partie des formations de Pinnacle, Underhill, Hazen Notch, Pinney Hollow et Stowe (Coish et al. 1991 ; Coish, 1997). La présence des roches métavolcaniques au Lac Brompton semble, dès lors, pouvoir s'expliquer par deux hypothèses : soit par la présence d'un lambeau de marge continentale de la zone de Humber Interne, soit par la formation d'une semelle métamorphique infra-ophiolitique (pouvant inclure des laves de la marge et/ou de l'océan Iapétus), les deux hypothèses n'étant pas mutuellement exclusives.

Suivant la première hypothèse, les roches métamorphiques du Lac Brompton représenteraient des lambeaux de marge continentale mis en place le long de failles, possiblement génétiquement reliées à la faille St-Joseph. Des structures parallèles à cette faille majeure se retrouvent sur quelques kilomètres vers l'est et sont soulignées par des lambeaux de serpentinite visibles sur la carte de compilation de St-Julien (1970). Le métamorphisme de ces roches métavolcaniques et métasédimentaires serait alors le résultat de la déformation régionale Taconienne enregistrée dans la zone de Humber Interne. Cette hypothèse implique que le métamorphisme s'est produit avant la juxtaposition des roches métamorphiques avec les ophiolites du Lac Brompton et du Mont Orford. Dans ce cas, le métamorphisme, plus jeune que dans l'hypothèse de la formation d'une semelle métamorphique, se serait produit en même temps que le métamorphisme régional Taconien daté entre 460Ma et 469Ma dans les roches de la zone de Humber Interne (Castonguay *et al.*, 1997, 2001). Le métamorphisme serait alors un métamorphisme dit «régional».

Dans le second cas, l'étroite association spatiale entre les roches métamorphiques et les ophiolites du Lac Brompton et du Mont Orford laisse supposer la formation d'une semelle métamorphique lors de l'obduction de la croûte océanique. Les semelles métamorphiques se reconnaissent selon des évidences texturales, métamorphiques, structurales et

stratigraphiques, notamment une association étroite avec un complexe ophiolitique (se situant structuralement sous ce dernier), un protolithe essentiellement volcanique (le plus souvent basaltique), et un gradient métamorphique inverse variant du faciès amphibolite/granulite au faciès des schistes verts (Williams et Smyth, 1973 ; Malpas, Stevens et Strong, 1979 ; Spray et Roddick, 1980 ; Jamieson 1980, 1986). Cette seconde hypothèse implique un métamorphisme plutôt dynamique qui se serait produit sur une plus petite échelle ; on y retrouvera alors des variations de faciès métamorphiques sur de petites distances et une fabrique métamorphique parallèle au contact basal avec l'ophiolite.

OBJECTIFS

Le principal objectif de ces travaux de maîtrise est de déterminer la nature et l'origine des roches métamorphiques du Lac Brompton. Pour bien comprendre l'origine de ces roches, il est cependant nécessaire d'en faire une caractérisation pétrographique, métamorphique, structurale et géochimique. Les objectifs concernent donc les domaines de la pétrologie métamorphique, de la géologie structurale et de la géochimie.

Dans le domaine de la pétrologie métamorphique, les sous-objectifs sont de connaître :

1. les conditions de pression et température de formation de ces roches,
2. le chemin métamorphique suivi par ces roches, c'est-à-dire la zonalité métamorphique qui pourrait exister au sein des minéraux,
3. la variation de faciès métamorphiques dans les bandes de roches métamorphiques.

Les principaux sous-objectifs des travaux d'analyse structurale sont de :

1. déterminer la nature des contacts entre les roches métamorphiques, les unités de roches sédimentaires et les unités ultramafiques,
2. déterminer la position structurale des roches métamorphiques par rapport aux complexes ophiolitiques du Lac Brompton et du Mont Orford,

3. caractériser et déterminer la chronologie des différentes générations de fabriques structurales dans les roches métamorphiques et les contraster avec celles présentes dans l'ophiolite du Lac Brompton,
4. corréler les différentes phases de déformation du Lac Brompton avec la nomenclature adoptée par Tremblay et Castonguay (2002) dans les Appalaches du sud du Québec.

Enfin, les travaux de géochimie visent à :

1. déterminer la nature du protolithe des roches métavolcaniques,
2. comparer et possiblement corréler ce protolithe avec d'autres séries volcaniques des Appalaches.

Toutes ces données permettront aussi de discuter des implications tectoniques de ces roches métamorphiques au sein du Complexe ophiolitique du Lac Brompton (COLB) et, par voie de conséquence, de mieux contraindre l'évolution structurale des roches encaissantes telle que définie par Tremblay et Castonguay (2002).

MÉTHODOLOGIE

Le projet a débuté par des travaux de cartographie au 1 : 20000 au cours des étés 2004 et 2005 dans la région du Lac Brompton. Les travaux de terrain ont été effectués conjointement avec Stéphane De Souza, étudiant de maîtrise à l'UQAM (Université du Québec à Montréal). La cartographie a impliqué le relevé systématique des différents éléments structuraux et certains secteurs structuralement complexes ont été cartographiés plus en détail à l'échelle de 1 : 1000. Des coupes structurales est-ouest et nord-sud ont été réalisées afin d'illustrer les relations structurales et stratigraphiques entre le Complexe ophiolitique du Lac Brompton et les roches encaissantes.

L'échantillonnage des roches métamorphiques s'est fait sur une base lithologique et métamorphique; différents types de roches métasédimentaires et métavolcaniques ont été recueillis pour des analyses microstructurales et pétrographiques. L'étude métamorphique a

débuté par une caractérisation pétrographique au microscope puis les échantillons les plus frais ont été analysés à la microsonde électronique. Pour les minéraux zonés, les analyses ont été réalisées sous forme de traverses dans les cristaux. Pour les autres minéraux, quelques points d'analyse par cristal ont permis d'assurer l'homogénéité des résultats. Les échantillons prélevés pour les analyses géochimiques ont été envoyés au laboratoire pour analyses géochimiques par ICP-AES (Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometry) pour les éléments les plus abondants tels que les oxydes et S, As, Ba, Cd, Co, Cr, Cu, Ni, Sc, Sr, V, Zn et Pb et par ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) pour les éléments traces tels que les terres rares et les éléments Rb, Y, Zr, Nb, Hf, Ta, Th et U.

Le mémoire se divise en sept chapitres distincts incluant la présente introduction. Les chapitres II, III IV et V traitent de différents domaines de l'étude soit la pétrologie, le métamorphisme, la géochimie et la géologie structurale. Le chapitre VI constitue en une discussion et fait le lien entre les chapitres précédants et présente l'interprétation géologique régionale. Le chapitre VII se veut une conclusion et une synthèse du mémoire Pour faciliter la lecture, les photographies (nombreuses) sont présentées dans des planches photographiques à la fin de chaque chapitre.

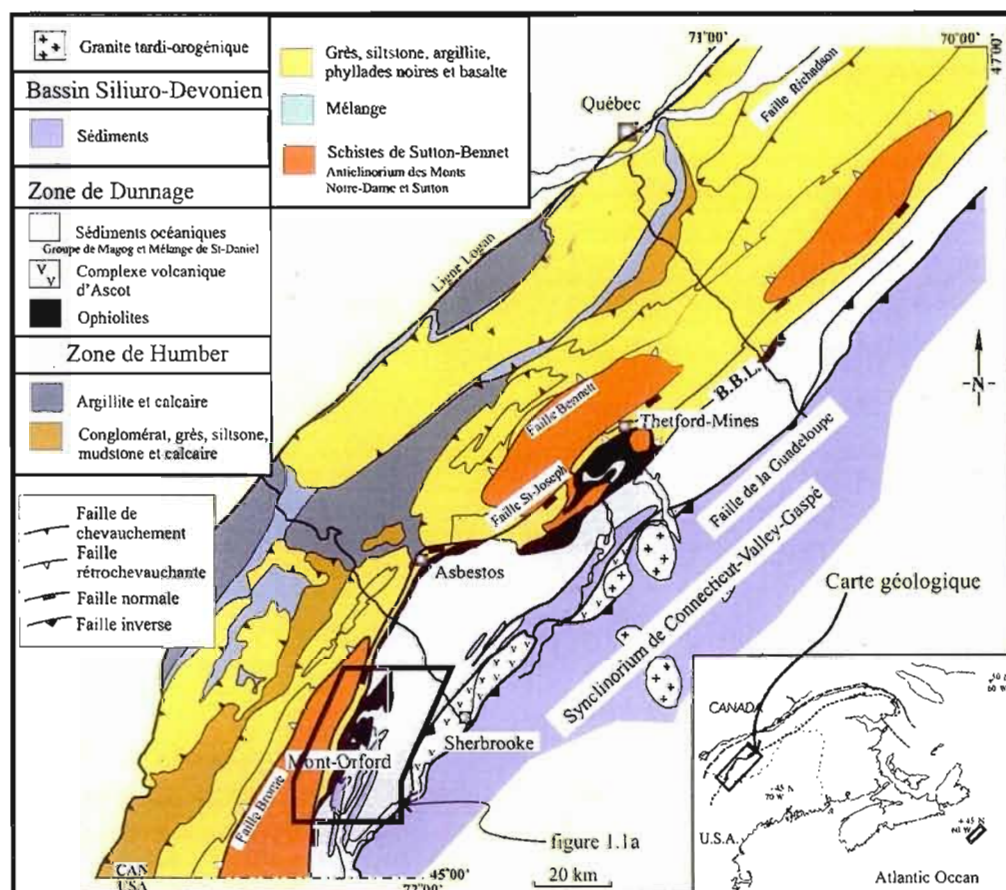
CHAPITRE I

CONTEXTE GÉOLOGIQUE

1.1 GÉOLOGIE RÉGIONALE

Les Appalaches du sud du Québec sont composées de trois ensembles tectoniques différents; les zones de Humber Interne et Externe (marge continentale), la zone de Dunnage (domaine océanique) et les bassins Siluro-dévonien (William 1979). Le terrain d'étude se trouve dans la zone de Dunnage formée de terrains océaniques obductés sur la marge laurentienne et en partie déformée lors des orogénies Taconienne et Acadienne (St-Julien et Hubert, 1975 ; Tremblay, 1992 ; Tremblay et Pinet, 1994 ; Pinet et Tremblay, 1995 ; Tremblay, Ruffet et Castonguay, 2000 ; Tremblay et Castonguay, 2002), les roches sont donc tributaires de différents épisodes tectoniques. La figure 1.1 présente la carte géologique du sud du Québec.

La zone de Dunnage est constituée de trois ensembles lithotectoniques (Tremblay, 1992) : 1-La croûte océanique de l'océan Iapetus, représentée par une série d'ophiolites plus ou moins démembrées et le vestige d'un arc volcanique Ordovicien nommé Complexe d'Ascot (Tremblay, Hébert et Bergeron, 1989). Les ophiolites, reconnues dans les Appalaches depuis la fin des années '70 (Laurent 1975 ; Church 1977 ; William 1979 ; Laurent et Hébert, 1989), constituent trois complexes : l'ophiolite de Thetford Mines (COTM), l'ophiolite d'Asbestos (COA) et l'ophiolite du Mont Orford (COMO). Les travaux actuels ont cependant démontré la présence d'un quatrième complexe ophiolitique dans les Appalaches du sud du Québec, le Complexe ophiolitique du Lac Brompton (COLB) (Daoust *et al.*, 2005 ; De Souza *et al.*, 2006); 2-Reposant en discordance sur ces ophiolites, le



Carte géologique des Appalaches du sud du Québec tirée de Schroetter, Tremblay et Bédard, 2005.

Les relations structurales entre ces différents ensembles lithotectoniques ont longtemps été débattues. Le contact entre le Mélange de St-Daniel et l'ophiolite a d'abord été reconnu comme dépositionnel (St-Julien et Hubert, 1975 ; Hébert, 1980) et ensuite comme tectonique (Cousineau et St-Julien, 1992 ; Tremblay *et al.*, 1995). Le Mélange de St-Daniel était alors interprété comme un prisme d'accrétion (Cousineau et St-Julien, 1992) au sein duquel se retrouvaient des « fragments de croûte océanique » (les ophiolites). Les travaux de Schroetter *et al.*, (2006) ont cependant démontré que le Mélange de St-Daniel est en contact dépositionnel sur les ophiolites. L'hypothèse proposée par Schroetter *et al.* (2005) est que les ophiolites du sud du Québec forment un segment de croûte océanique de plus de 100km de long, obducté sur la marge Laurentienne, par la suite déformé et affleurant alors à la faveur d'anticlinaux dans le Mélange de St-Daniel. L'ophiolite du Mont Orford diffèrait cependant de celles de Thetford Mines (datée à 479 Ma, Dunning et Pederson, 1988) et d'Asbestos de par son âge à 504 Ma (David et Marquis, 1994) et de par la composition des basaltes qui ont des signatures d'arc volcanique (Harnois et Morency, 1989; Huot, Hébert et Turcotte, 2002).

1.2 RÉGION D'ORFORD-SHERBROOKE

Les roches de la région d'Orford-Sherbrooke comprennent l'ophiolite du Lac Brompton, le Mélange de St-Daniel et le Groupe de Magog. La carte géologique de la région est présentée en figure 1.2. Les principales unités lithologiques et les structures majeures sont orientées NNE-SSO, une orientation résultant principalement de l'orogénie Acadienne. À l'ouest, les unités sont en contact faillé avec les roches de la zone de Humber Interne le long de la faille St-Joseph qui forme une structure composite avec la ligne Baie Verte-Brompton (Tremblay et Castonguay, 2002) marquant le contact entre la marge Laurentienne et la zone de Dunnage (Williams et St-Julien, 1979). Au SE de cette faille, des nouvelles observations démontrent que les roches du Mélange de St-Daniel sont en contact discordant sur l'ophiolite du Lac Brompton. L'ophiolite affleure à la faveur d'un anticlinal plongeant vers le NNE. Vers l'est, le Groupe de Magog repose sur le Mélange de St-Daniel. L'ophiolite du Mont Orford (au sud du COLB) est essentiellement constituée de basaltes et de gabbros et plus ou moins de roches ultramafiques (Rodrigue, 1979). Dans la partie sud de la région, deux synclinaux exposent des roches du Silurien Supérieur (Drapeau, 1961).

1.3 COMPLEXE OPHIOLITIQUE DU LAC BROMPTON

La cartographie a été concentrée dans le complexe ophiolitique ainsi que dans les roches métamorphiques sous-jacentes. La compilation des travaux de St-Julien (St-Julien, 1960 et 1961) a permis de bonifier la cartographie des étés 2004 et 2005. La carte géologique au 1 : 20000 de la région est présentée dans l'appendice A (en pochette). Dans la zone d'étude, le COLB s'étend sur environ huit kilomètres selon un axe E-O et 11 km en N-S. Les roches ultramafiques et les roches métamorphiques se prolongent toutefois vers le SO en bande étroite sur quelques 6,5km jusqu'à rejoindre la partie nord de l'ophiolite du Mont Orford. L'épaisseur maximale de l'ophiolite du Lac Brompton, de la base au sommet, est de six à huit kilomètres, une estimation faite en charnière de pli et qui représente donc une épaisseur maximale.

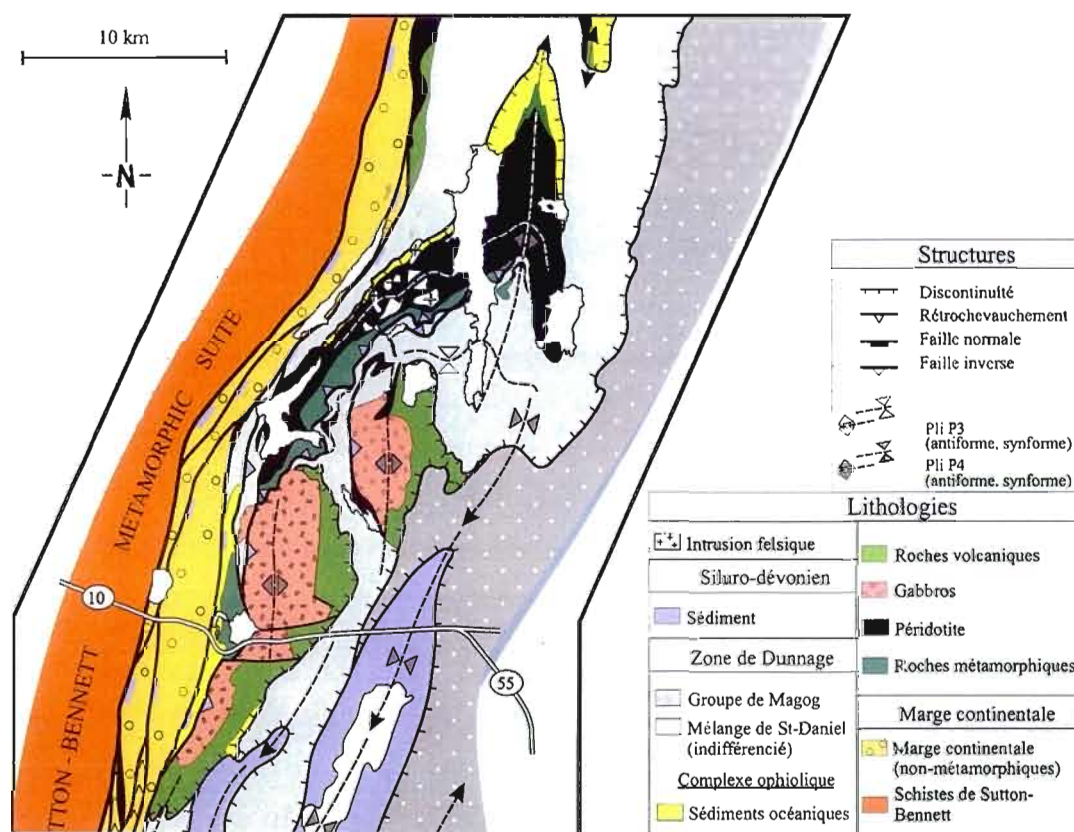


Figure 1.2

Carte géologique de la région d'Orford-Sherbrooke modifiée de St-Julien 1970.

Les descriptions des différentes unités de roches sédimentaires, volcaniques et ultramafiques qui sont présentées dans ce chapitre ne sont qu'un bref survol de la géologie locale alors que les chapitres qui suivent se veulent une description détaillée des unités métamorphiques (pétrologie métamorphique, géologie structurale et géochimie).

1.3.1 Roches ophiolitiques

L'ophiolite du Lac Brompton est essentiellement constituée de roches ultramafiques (dunite, harzburgite, wehrlite et pyroxénite). Ces roches sont fortement serpentinisées mais des pseudomorphes d'olivines et de pyroxènes déformés sont localement préservés. La distinction entre le manteau et la croûte n'a pas été établie dans l'ophiolite, la limite entre les deux étant encore discutable. La séquence de gabbros lités normalement présente dans les séries ophiolitiques n'est pas préservée ou est absente dans l'ophiolite du Lac Brompton où il n'y a que des intrusions de gabbros recoupant ponctuellement les péridotites.

Les dunites forment la majeure partie des affleurements de péridotite. Elles sont caractérisées par une couleur vert foncé à noir en cassure fraîche et leur granulométrie fine. Ces dunites sont de composition homogène et ne montrent pas de textures particulières sur le terrain. En lame mince, elles sont complètement serpentinisées et, tel que mentionné plus haut, seuls des pseudomorphes d'olivine témoignent de la texture originelle. Les harzburgites contiennent une proportion variable d'orthopyroxènes dans une matrice très fine d'olivine. Les cristaux d'orthopyroxène sont visibles à l'œil nu et caractérisés par une teinte brunâtre. Les wherlites sont moins abondantes que les harzburgites. Elles présentent les mêmes textures que l'harzburgite et se distinguent de celles-ci par la présence de cristaux de clinopyroxènes verdâtres en surface altérée.

Les gabbros sont hétérogènes, ils varient de leucocrates à mélanocrates et la granulométrie varie de millimétrique à centimétrique. La limite pétrographique avec les pyroxénites est parfois difficile à établir en raison de leur étroite association avec les gabbros

sur certains affleurements. En carte, ces roches sont donc parfois regroupées dans un même ensemble lithologique. Ces roches plutoniques sont surmontées par des basaltes formant des coulées coussinées, bréchiques et massives. Les basaltes n'affleurent que dans la partie nord de l'ophiolite. À l'affleurement ils sont gris et à grains très fins. La minéralogie dominante y est un assemblage à Px (altérés en Tr-Act) + Chl + Ep + Ab \pm Spn chromifère.

L'ensemble des unités de l'ophiolite est recoupé par deux types d'intrusions felsiques (De Souza *et al.*, 2006) : 1- Granites à Ms-Bt-Fds alcalins-Qtz (granites à 2 micas) dont la signature géochimique (riche en K₂O) et la minéralogie sont semblables aux granites de Whitehead *et al.* (2000) associés à la fusion des sédiments de la marge durant l'obduction à l'orogénie Taconienne. 2- Plagiogranites et diorites à \pm amphibole et \pm quartz (pas de biotite) dont la chimie suggère qu'ils sont liés au fractionnement d'un magma pauvre en K₂O et HFSE (high field strength element) (Nb, Ti, etc.) (De Souza *et al.*, 2006).

1.3.2 Roches sédimentaires

L'ophiolite du Lac Brompton est surmontée par les roches sédimentaires du Mélange de St-Daniel. On y reconnaît trois types de faciès qui reposent à différents endroits sur l'ophiolite et les roches métamorphiques associées. Le premier faciès est constitué de cherts, de mudstones et de siltstones colorés (planche photographique I, photo 1). Ces roches se trouvent le plus souvent au contact avec les basaltes et les unités ultramafiques et sont stratigraphiquement situées sous l'argilite à cailloux typique du Mélange de St-Daniel. Les cherts ne sont pas très répandus et forment souvent des concentrations locales dans les mudstones. La couleur de ces cherts varie de beige à gris plus ou moins foncé. Les mudstones sont de couleur variable, du rouge au gris parfois verdâtre, parfois bleuté. On y observe de fines laminations parallèles mais aucune figure sédimentaire ne permet d'établir la polarité sédimentaire sur le terrain. Les siltstones sont toujours gris verdâtres, le litage y est souvent visible et marqué par des lits centimétriques de granulométrie variable.

Le deuxième type de faciès est constitué de conglomérats qui se situent habituellement à la base du Mélange de St-Daniel typique (planche photographique I, photo 2). Ces conglomérats forment des lentilles discontinues le long du contact entre l'ophiolite et le St-Daniel. L'épaisseur des lentilles varie de moins de quelques mètres à plus de 175 mètres. Ces conglomérats sont présents partout dans la région d'étude mais sont plus fréquents dans la partie centre et sud. Ils reposent le plus souvent sur les unités du manteau et sur les roches métamorphiques. Ils sont caractérisés par la présence de fragments essentiellement ophiolitiques : dunites, harzburgites, pyroxénites, gabbros, basaltes et de quelques fragments de roche sédimentaire. La dimension des fragments est variable, allant de quelques centimètres à presque un mètre de diamètre. La roche est immature, mal triée et les fragments sont toujours anguleux. Dans les conglomérats où les fragments de roches ultramafiques sont abondants, la matrice est serpentineuse et parfois talqueuse, alors que dans les autres types de conglomérats, la matrice (qtz+fds) est généralement gréseuse et moins altérée. Cette série conglomératique est analogue à la Brèche de Coleraine qui surmonte l'ophiolite de Thetford Mines telle que décrite par Schroetter *et al.* (2006).

Le troisième type de faciès, qui constitue une fraction importante des roches sédimentaires de la région, est représenté par des argilites, grès et argilites à cailloux typiques du Mélange de St-Daniel (planche photographique I, photo 3). Les argilites sont de couleur noire ou gris foncé. Les argilites à cailloux sont constituées de 10% à plus de 50% de fragments de roches sédimentaires. Les cailloux sont souvent anguleux mais allongés et aplatis selon la schistosité régionale. Il y a deux sortes de grès, les grès noirs associés aux différentes argilites et les grès grossiers, riches en grains de quartz millimétriques, immatures, mal triés et constitués d'une matrice grisâtre riche en argile. Plusieurs figures sédimentaires y sont observées telles que granoclassement et chenalisation.

1.3.3 Roches métamorphiques

La description complète des roches métamorphiques du Lac Brompton est présentée dans les chapitres II, III, IV et V.

PLANCHE PHOTOGRAPHIQUE I



Photo 1
Mudstones rouges.



Photo 2
Conglomérat polygénique composé de clastes centimétriques et décimétriques essentiellement mafiques et ultramafiques.

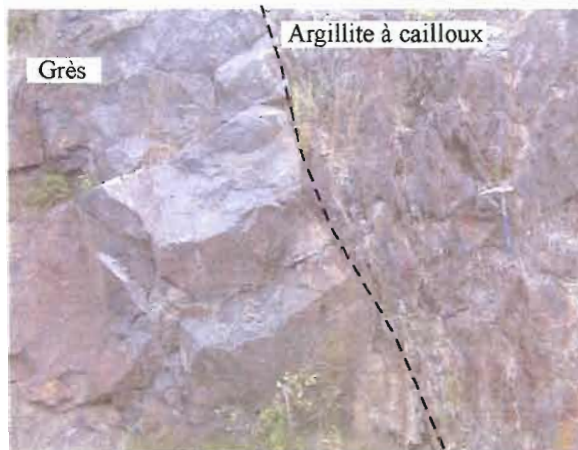


Photo 3
Affleurement du Mélange de St-Daniel typique. Alternance de niveaux de grès noirs et de niveaux d'argillite à cailloux.

CHAPITRE II

CARACTÉRISATION PÉTROGRAPHIQUE

2.1 MÉTABASALTES

Les roches métamorphiques du Lac Brompton se divisent en deux ensembles pétrographiques distincts, les roches métavolcaniques et les roches métasédimentaires. Les metabasaltites forment plus de 80% des lithologies métamorphiques rencontrées au Lac Brompton. En affleurement, la majorité de ces metabasaltites sont des roches vertes rubanées montrant une alternance de niveaux vert foncé et de niveaux vert pâle qui sont essentiellement dépendant de la teneur de la roche en amphibole, épidote et plagioclase (planche photographique II, photo 4). Le rubanement correspond donc à une différenciation métamorphique de nature minéralogique. Certains metabasaltites sont des amphibolites, auquel cas ils sont plutôt noir verdâtre avec une proportion minime de lits millimétriques blanchâtres riches en plagioclases. Les roches sont généralement massives ou rubanées, il n'y a pas de schistes mafiques au sens propre ou de roches schisteuses car ces dernières sont pauvres en chlorite. Une linéation minérale définie par l'alignement des cristaux d'amphiboles est parfois visible. Des veines discontinues millimétriques à centimétriques d'albite et de carbonates recoupent localement le rubanement métamorphique.

Les principaux minéraux observés en lame mince sont la hornblende, l'épidote, le plagioclase (complètement séricitisé) et des minéraux accessoires tels que grenat (observés dans un seul échantillon) titanite (ou sphène, jusqu'à 1%), chlorite et divers minéraux opaques. Sur la base de leur composition minéralogique, les roches métavolcaniques peuvent se diviser en trois sous-groupes caractérisés par les assemblages minéralogiques suivants : (1)

Ép + Pl + Hbl ± Ttn ± Chl ± mx opaques; (2) Hbl + Ep + Pl ± Ttn ± mx opaques ; (3) Hbl + Pl ± Ttn. Les concentrations en épidote diminuent du sous-groupe (1) au sous-groupe (3) tandis que les concentrations en amphibole augmentent du sous-groupe (1) au sous-groupe (3). L'aspect général des roches en lame mince est caractérisé par une alternance de niveaux millimétriques riches en épidote-plagioclase et de niveaux riches en hornblende-plagioclase. Les amphiboles sont orientées selon le rubanement métamorphique. Dans tous les échantillons observés aucun plagioclase frais n'est préservé, ils sont complètement remplacés par la séricite.

Dans le sous-groupe (1), l'épidote est prédominante et constitue $\geq 35\%$ de la roche (planche photographique II, photo 5). Elle forme des niveaux grossiers dans lesquels des cristaux porphyroblastiques peuvent atteindre jusqu'à 2 mm de diamètre. L'épidote est aussi disséminée dans des niveaux à plagioclase et hornblende, les cristaux sont alors plus petits ($\leq 0,05$ mm de diamètre). La hornblende est xénomorphe et forme des cristaux allongés de petite taille ($\leq 0,5$ mm de longueur). Les hornblendes sont caractérisées par une teinte vert bleuté et ne forment pas plus de 15% de la roche. Le reste de la roche est majoritairement composée de plagioclase altéré en séricite, leur pourcentage variant de 20% à 50%. La chlorite (jusqu'à 5%) est parfois présente dans les échantillons mais est clairement rétrograde. La titanite est présente en trace et forme de petits cristaux automorphes et allongés qui ne sont pas orientés selon le rubanement métamorphique.

Le sous-groupe (2) est le plus abondant dans les roches métavolcaniques. La hornblende y est la phase minérale dominante (de 30% à 60%) de l'assemblage minéralogique malgré une présence encore importante d'épidote. Il y a deux types d'échantillons dans ce sous-groupe (1), des échantillons dans lesquels la hornblende est mal cristallisée et de couleur vert jaunâtre (planche photographique II, photo 6) et (2) des échantillons dans lesquels les hornblendes sont automorphes et font jusqu'à 2 mm de diamètre (planche photographique III, photo 7). Ces derniers cristaux de hornblende sont alors caractérisés par une zonalité de vert bleuté en bordure à brunâtre au centre des grains. Les roches de ce sous-groupe contiennent de 10% à 30% d'épidote. La concentration de

plagioclase est variable mais atteint parfois 35%. La chlorite, rarement présente, est toujours rétrograde.

Les roches du sous-groupe (3) sont des amphibolites ne contenant pas d'épidote (planche photographique III, photo 8), sauf pour de rares cristaux rétrogrades. Les échantillons sont constitués de 70% de hornblende et de 10% à 30% de plagioclase. Certaines hornblendes montrent un pléochroïsme dans les teintes de jaunâtre à vert franc, alors que d'autres cristaux montrent une zonalité du même type que le sous-groupe (2), de vert franc en bordure à brunâtre au centre. Dans l'ensemble, les cristaux sont automorphes et tabulaires et orientés selon le rubanement métamorphique. Seuls quelques cristaux de hornblende semblent tardifs (?) et montrent une croissance perpendiculaire au rubanement.

2.2 ROCHES MÉTASÉDIMENTAIRES

Il n'y a que peu de roches métasédimentaires par rapport aux roches métavolcaniques, elles représentent environ 20% des roches métamorphiques présentes au Lac Brompton. Il existe deux types de roches métasédimentaires (basés sur les différences de granulométrie); (1) les roches très finement grenues (phyllades) dans lesquelles on distingue difficilement les minéraux métamorphiques, et (2) les micaschistes, dans lesquels quartz, muscovite et grenat sont visibles à l'œil nu. Dans le premier cas, le faciès le plus commun, les roches sont des phyllades grises et montrent des alternances de niveaux gris foncé et de niveaux blancs en surface fraîche (planche photographique III, photo 9). Ces roches peuvent être présentes sur plusieurs dizaines de mètres en affleurement. Le second type, les micaschistes, forme plutôt des lentilles de quelques mètres d'épaisseur à l'intérieur des roches métavolcaniques. Ces roches sont plus grossières et correspondent probablement à des grès. À l'affleurement, ces micaschistes sont caractérisés par une alternance de niveaux centimétriques riches en quartz et de niveaux très schisteux riches en muscovite-quartz. Outre ces deux types de roches métasédimentaires, se trouvent en de rares endroits des roches noirâtres où des niveaux centimétriques de matériel graphiteux alternent avec des niveaux riches en quartz et plagioclase (planche photographique IV, photo 10).

Dans les phyllades, la texture est micro-grenue et la minéralogie est difficile à déterminer précisément. L'assemblage minéralogique dominant est : $Ms + Chl + Qtz \pm Pl \pm Grt \pm Zs$, le grenat et la zoïsite n'étant présents que dans certains échantillons. La granulométrie des cristaux varie de 0,05 mm à 0,5 mm de diamètre. La muscovite et la chlorite forment plus de 70% de minéraux présents. La chlorite est xénomorphe alors que la muscovite est sub-automorphe et forme des lamelles dont le grand axe est parallèle à la schistosité dominante. Le quartz est concentré à l'intérieur de minces lentilles. Les plagioclases sont complètement altérés en séricite, et forment localement des porphyroblastes de 1-2 mm de diamètre. Le pourcentage de quartz et plagioclase est variable mais est en général de 10% à 15% pour chaque espèce minérale. Les grenats sont complètement chloritisés et ne sont présents qu'en trace. Ces grenats se retrouvent surtout dans les lits riches en plagioclase. De la chlorite se trouve dans les ombres de pression des grenats. La zoïsite est automorphe, les cristaux ont en moyenne un diamètre inférieur à 0,5 mm et sont orientés aléatoirement dans la foliation métamorphique.

Les micaschistes sont grenus, les minéraux y sont généralement de l'ordre du millimètre. L'assemblage minéralogique dominant est : $Ms + Qtz + Chl \pm Pl \pm Grt$ (planche photographique IV, photo 11). Les échantillons prélevés dans les niveaux schisteux montrent des concentrations en muscovite supérieure à 60 %, le quartz ($\approx 30\%$) formant des lits ou des lentilles. Les cristaux de muscovite sont automorphes et tabulaires alors que le quartz est plutôt xénomorphe et montre des textures équigranulaires de recristallisation. La chlorite est peu abondante, (moins de 5%-10%) et se trouve surtout associée au quartz. Les plagioclases sont rares ($\leq 1\%$) et toujours altérés en séricite. Les grenats sont automorphes et normalement concentrés dans les niveaux enrichis en muscovite. Ils sont pré à syn-cinématiques (planche photographique IV, photo 12) et sont en général mieux préservés que dans les phyllades.

PLANCHE PHOTOGRAPHIQUE II

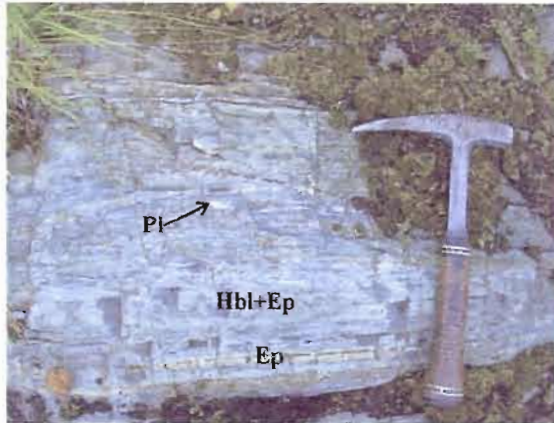


Photo 4

Roche verte rubanée. Les niveaux vert clair sont très riches en épidote et les niveaux millimétriques blancs sont composés de plagioclases.

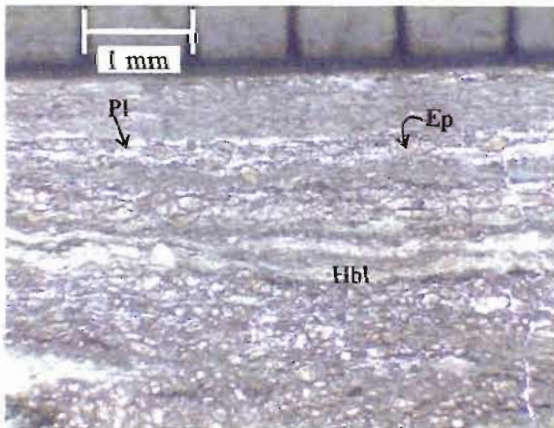


Photo 5

Métabasalte du sous-groupe (1). L'épidote est sub-automorphe et la hornblende est xénomorphe et forme de minces niveaux qui définissent le rubanement métamorphique.

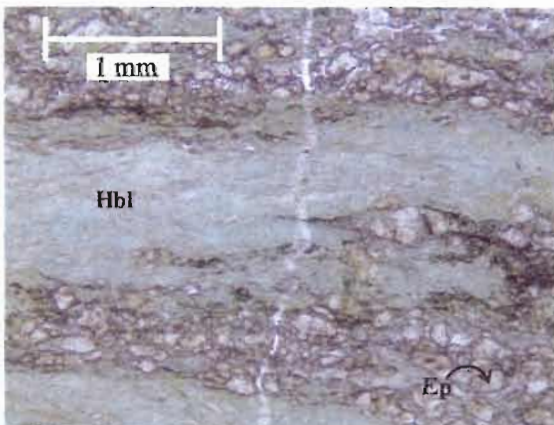


Photo 6

Métabasalte du sous-groupe (2). La hornblende est xénomorphe et se concentre en lits millimétriques. L'épidote et les plagioclases se concentrent dans les autres

PLANCHE PHOTOGRAPHIQUE III

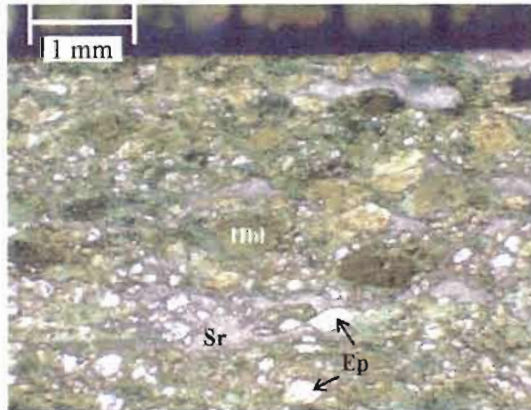


Photo 7

Métabasalte du sous-groupe (2). Les amphiboles sont grossières et il y a peu d'épidote.

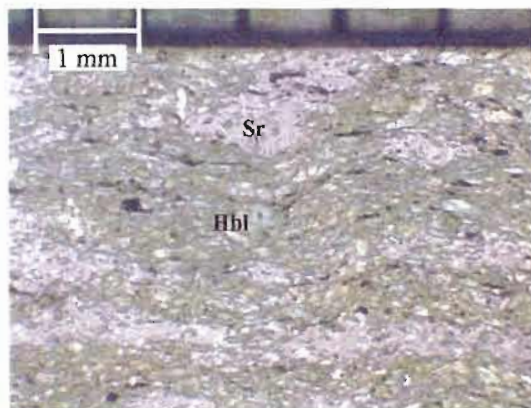


Photo 8

Amphibolite du sous-groupe (3). La roche est composée de hornblende et de plagioclase séricitisés.

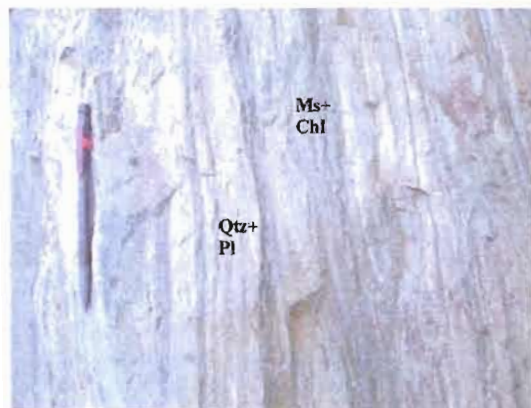


Photo 9.

Phyllade. Le rubanement est marqué par les niveaux plus foncés (Ms + Chl) et les niveaux plus pâles (Qtz + Pl + Ms).

PLANCHE PHOTOGRAPHIQUE IV



Photo 10

Roche métasédimentaire graphiteuse. Les niveaux foncés sont très riches en graphite et les niveaux beiges en quartz et plagioclases.

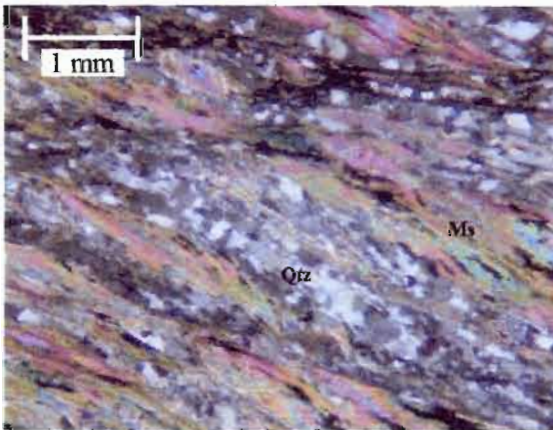


Photo 11

Micaschiste vu en lumière polarisée et analysée. La muscovite forme des cristaux allongés tandis que le quartz est équi granulaire.

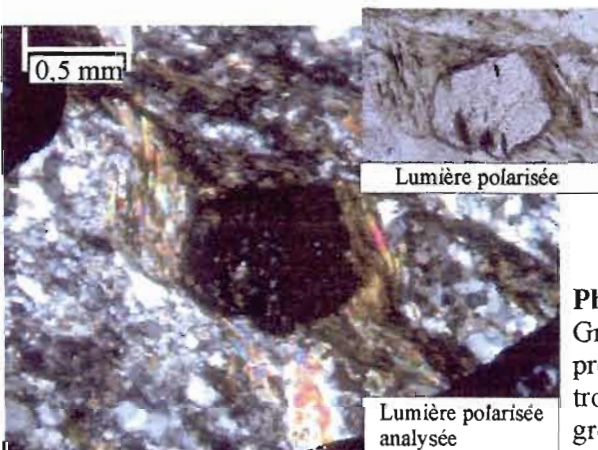


Photo 12

Grenat dans un micaschiste. Le grenat y est pré ou syn-cinématique. De la muscovite se trouve dans les ombres de pression du grenat.

CHAPITRE III

CARACTÉRISATION MÉTAMORPHIQUE

3.1 TECHNIQUES ANALYTIQUES

Les compositions minéralogiques ont été déterminées au laboratoire de microsonde automatisée de McGill, du *Department of Earth and Planetary Sciences*. La microsonde est équipée de cinq spectromètres WDS et d'un spectromètre EDS, elle permet de détecter les éléments traces et elle possède une capacité de grossissement de 40X à 300 000X à une résolution de 70 nm. Quatre metabasaltes ont été analysés et sélectionnés en fonction de leur assemblage minéralogique, c'est-à-dire de leur degré de métamorphisme. Ces assemblages correspondent aux sous-groupes pétrographiques (1), (2) et (3) du chapitre précédent.

L'échantillon 009b-02 correspond au faciès de plus faible grade (sous-groupe (1)) ; les minéraux dominants y sont en ordre décroissant d'abondance: Ép + Pl + Hbl. Les cristaux de hornblende y sont bleu-vert, de petite dimension ($\leq 0,5\text{mm}$) et rarement automorphes (planche photographique V, photo 13). Les analyses ont été réalisées sur plusieurs cristaux mais ces derniers n'étant pas zonés, il n'a pas été nécessaire d'effectuer des traverses. L'échantillon 26x du sous-groupe (2) caractérise le faciès transitionnel entre amphibolite à albite-épidote et amphibolite avec l'assemblage minéralogique Hbl + Pl + Ep \pm Ttn. Les cristaux sont zonés, passant du vert franc en bordure à brun au centre (planche photographique V, photo 14). Ils sont bien cristallisés et font en moyenne 1 mm à 2 mm de diamètre, permettant ainsi d'effectuer des traverses à la microsonde. Finalement, deux amphibolites, les échantillons 029 et 063-05 du sous-groupe (3), ont été analysées. Les roches sont composées de hornblende et de plagioclase et localement de reliques d'épidote. Dans

l'échantillon 063-05 la zonalité des amphiboles est évidente et les bordures verdâtres passent à brunâtre au cœur des cristaux (planche photographique V, photo 15). L'échantillon 029 ne montre pas d'amphiboles zonées en lame mince (planche photographique VI, photo 16) et les cristaux d'amphiboles sont de couleur plutôt bleutée. Une zonalité compositionnelle y apparaît par contre à la microsonde. Les compositions des minéraux analysés (amphibole et épidote) dans les roches métavolcaniques sont présentées dans l'appendice B.

Des grenats partiellement préservés ont été analysés dans une roche métavolcanique (échantillon 240B) (planche photographique VI, photo 17). Des traverses ont été effectuées à travers la zone non chloritisée et non altérée des grenats. Les amphiboles de cet échantillon sont cependant altérées et n'ont pas été analysées. L'épidote a été analysée dans deux échantillons où les cristaux sont grossiers, bien préservés et clairement progrades. Les compositions représentatives des différents minéraux (amphiboles, épidotes et grenats) des roches métavolcaniques sont présentées dans l'annexe 2. Les minéraux de deux roches métasédimentaires ont été analysés à la microsonde. Les grenats étant zonés (planche photographique VI, photo 18), les analyses ont constitué en des traverses de huit à dix points à travers des cristaux préalablement sélectionnés. Des points d'analyse ont aussi été réalisés sur des chlorites et des muscovites. Les compositions des minéraux analysés (grenat, muscovite et chlorite) dans les roches métasédimentaires sont présentées dans l'appendice C.

3.2 NOMENCLATURE

La nomenclature utilisée ici pour les amphiboles est celle établie par Leake (1978), revue et mise à jour plusieurs fois, par ce même auteur (Leake, 2004). Les formules chimiques des minéraux et les compositions présentées ci-dessous sont basées sur la classification de Leake (1978) et sont calculées sur une base de 23(O) (figure 3.1).

Dans le faciès amphibolite à albite-épidote (009b-02), les amphiboles présentes sont des édénites (incluant des hornblendes édénitiques) ($\text{NaCa}_2\text{Mg}_3\text{Si}_7\text{AlO}_{22}(\text{OH})_2$). Les amphiboles de l'échantillon 26x, du faciès transitionnel entre amphibolite à albite-épidote et

amphibolite, sont zonées; les cœurs montrent des compositions de pargasites (incluant des hornblendes pargasitiques) ($\text{NaCa}_2\text{Mg}_4\text{AlSi}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}(\text{OH})_2$), alors que les bordures sont de composition analogue à celle de l'échantillon 009b-02, soit des édénites ou des magnésio-hornblendes ($\text{Ca}_2\text{Mg}_4\text{AlSi}_7\text{AlO}_{22}(\text{OH})_2$). Les échantillons 029 et 063-05 du faciès amphibolite contiennent deux types d'amphiboles, des pargasites et des tschermakites (incluant des hornblendes tschermakitiques) ($\text{Ca}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}(\text{OH})_2$). Dans tous les cas, les amphiboles ont des teneurs en TiO_2 variant entre 0,5% et approximativement 1,5%. Une corrélation est observée entre la couleur des amphiboles et la teneur en TiO_2 , la teinte brune étant donnée par le contenu en titane (Bard, 1970 ; Raase, 1974 et Laird, 1982).

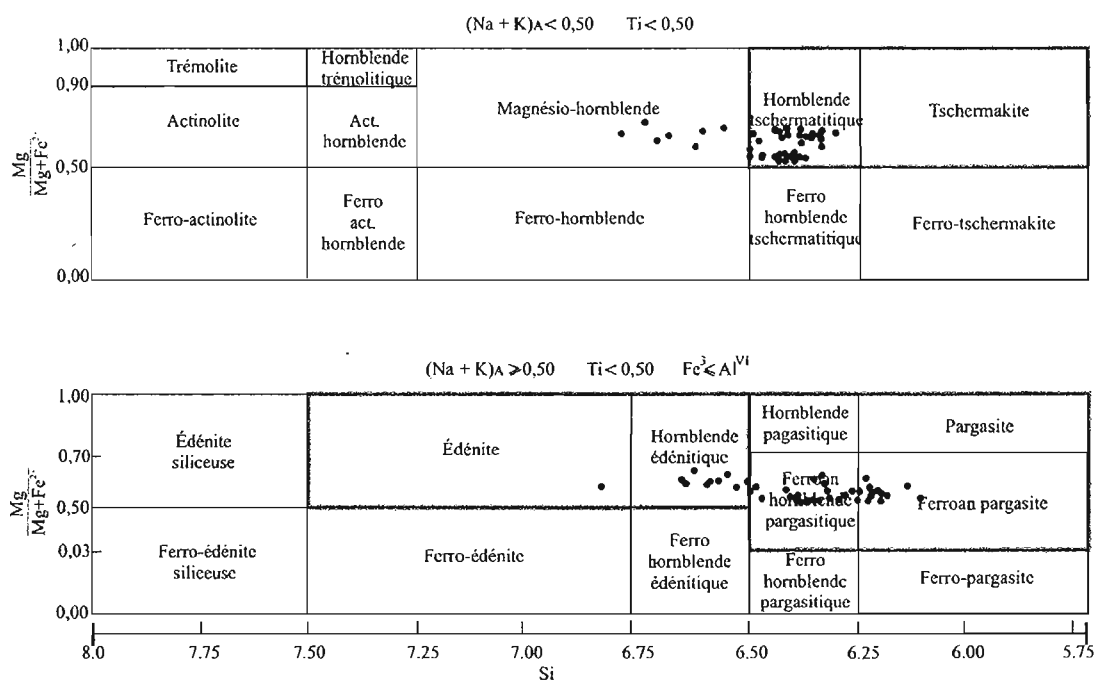


Figure 3.1

Nomenclature des amphiboles tirée de Leake (1978). Quatre variétés d'amphiboles sont présentes au Lac Brompton; magnésio-hornblende, édénite, pargasite et tschermakite

Les analyses des amphiboles montrent qu'il existe des variations compositionnelles des minéraux en fonction du faciès métamorphique. Chaque type d'amphibole présente dans les roches métamorphiques du Lac Brompton semble associée à des conditions de pression et température spécifiques. Cette corrélation entre le type d'amphibole et les conditions thermobarométriques sont cohérentes avec les travaux de Graham (1974), Holland et Richardson (1979) et Hynes (1982) qui démontrent que, en général, les édénites sont caractéristiques du faciès amphibolite à albite-épidote alors que les tschermakites caractérisent le faciès amphibolite (figure 3.2). Les pargasites sont, quant à elles, associées aux faciès métamorphiques de plus haut grade, soit amphibolite supérieure/granulite. La séquence de métamorphisme prograde typique des amphiboles se résume par ; trémolite / magnésio-hornblende / édénite / tschermakite / pargasite (Triboulet, 1992). On observe ce métamorphisme prograde dans les roches métavolcaniques du Lac Brompton, par contre, la pargasite est développée aussi bien dans le faciès transitionnel amphibolite à albite-épidote que dans le faciès amphibolite. Dans le cas présent, les associations entre les types d'amphiboles et les faciès métamorphiques sont :

Faciès amphibolite à albite-épidote = édénite et/ou Mg-hbl

Faciès transitionnel = pargasite

Faciès amphibolite = pargasite/tschermakite

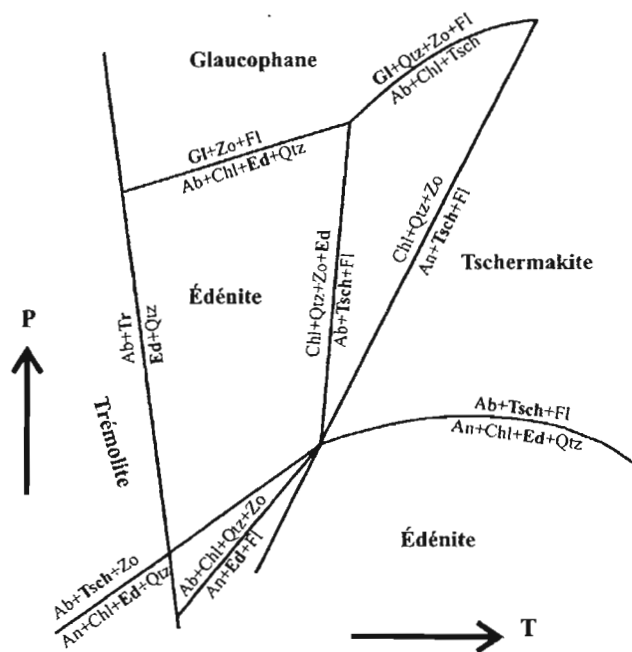


Figure 3.2

Représentation schématique, dans un espace P-T, des réactions et des différentes amphiboles des faciès métamorphiques schiste vert-amphibolite tirée de Hynes (1982). Certaines réactions proviennent de Holland et Richardson (1979).

Les grenats des roches métasédimentaires et de l'échantillon de roche métavolcanique ont été nommés en fonction de quatre constituants principaux, soit Fe, Mn, Mg et Ca. Les grenats analysés dans les roches métamorphiques du Lac Brompton forment tous des solutions solides variables entre la spessartine ($\text{Mn}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$), l'almandin ($\text{Fe}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$), le grossulaire ($\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$) et le pyrope ($\text{Mg}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$). Le pourcentage de chacun des constituants présenté dans la section 3.3.2 de ce même chapitre a été calculé proportionnellement au total des constituants Fe, Mn, Mg et Ca. Ainsi, en additionnant X_{pyr} , X_{alm} , X_{gros} et X_{spess} dans chaque grenat, le total est de 100%.

3.3 VARIATIONS COMPOSITIONNELLES

3.3.1 Amphiboles

Les concentrations de plusieurs éléments tels que Al_2O_3 , FeO, MgO, SiO_2 , Na_2O , CaO, K_2O et TiO_2 varient de la bordure au cœur des amphiboles. Les concentrations de Al_2O_3 montrent une augmentation systématique avec le grade métamorphique. Comme illustré sur les figures 3.3a, b, c, et d, les échantillons 029 et 063-05 (faciès amphibolite) ont des teneurs en Al_2O_3 nettement plus élevées que l'échantillon 009b-02 (faciès amphibolite à albite-épidote). Par conséquent, les variations compositionnelles des amphiboles sont bien illustrées sur des diagrammes binaires impliquant Al_2O_3 en abscisse.

Au sein d'un même cristal, le rapport FeO/MgO est positivement corrélé avec Al_2O_3 et augmente des bordures vers le cœur des cristaux. Par contre, le rapport FeO/MgO est variable d'un échantillon à l'autre sans montrer de corrélation avec le degré de métamorphisme; il est plus faible dans l'échantillon 029 (faciès amphibolite) que dans l'échantillon 26X (amphibolite à albite-épidote - amphibolite inférieure) (figure 3.3a). Ce phénomène s'observe aussi avec SiO_2 dont la corrélation avec Al_2O_3 est cependant négative au sein des cristaux, SiO_2 diminuant des bordures vers le cœur des amphiboles (figure 3.3b). Ces observations démontrent que les teneurs en Fe, Mg et Si dans les amphiboles sont fonction de l'intensité du métamorphisme mais aussi de la composition initiale de la roche. Le Na_2O montre une corrélation positive avec les teneurs de Al_2O_3 et, par conséquent, avec

l'augmentation du métamorphisme (figure 3.3c). Cette corrélation entre Na_2O et le degré de métamorphisme se vérifie non seulement des bordures vers le cœur des cristaux mais aussi d'un échantillon à l'autre. Par exemple, les teneurs en Na_2O augmentent progressivement entre les échantillons 009B-02, 26X, 063 et 029. Il est d'ailleurs reconnu que les concentrations en Na des amphiboles sont dépendantes de la pression (Liou *et al.*, 1974 ; Laird, 1980 ; Apter et Liou, 1983), et qu'une augmentation de pression à basse température mène éventuellement à la formation d'amphiboles sodiques dans le faciès schiste bleu. L'enrichissement en Na et Al et l'appauvrissement en Si s'explique par une substitution de Si par Na et/ou Al ($\text{Si} = (\text{Na}, \text{Al})$), ce qui résulte en la formation de pargasite avec l'augmentation du grade métamorphique (Liou *et al.*, 1974).

Bien que la concentration en Ti est généralement, soit fonction de la température (augmentant avec celle-ci, Raase, 1974), soit fonction de la pression (diminuant avec celle-ci, Hynes, 1982), les analyses effectuées sur les amphiboles métamorphiques du Lac Brompton ne montrent aucune corrélation entre les teneurs en TiO_2 et celles en Al_2O_3 (figure 3.3d). Dans le graphique de la figure 3.3d, deux groupes d'amphiboles se distinguent, celles riches en TiO_2 ($\geq 0,6\%$) et celles pauvres en TiO_2 ($\leq 0,6\%$). Les amphiboles riches en TiO_2 sont de couleur brunâtre en lame mince (26x et 063-05). Il est à noter que ces échantillons sont très riches en titanite ce qui suggère une composition initiale de la roche riche en titane. Les amphiboles pauvres en Ti sont représentées par les échantillons 009b-02 et 029B et ainsi que par les bordures des amphiboles de l'échantillon 26X. Ces amphiboles pauvres en Ti sont plutôt associées à une teinte vert-bleuté. Cette variation de couleur chez les amphiboles est donc directement dépendante du contenu en TiO_2 des cristaux.

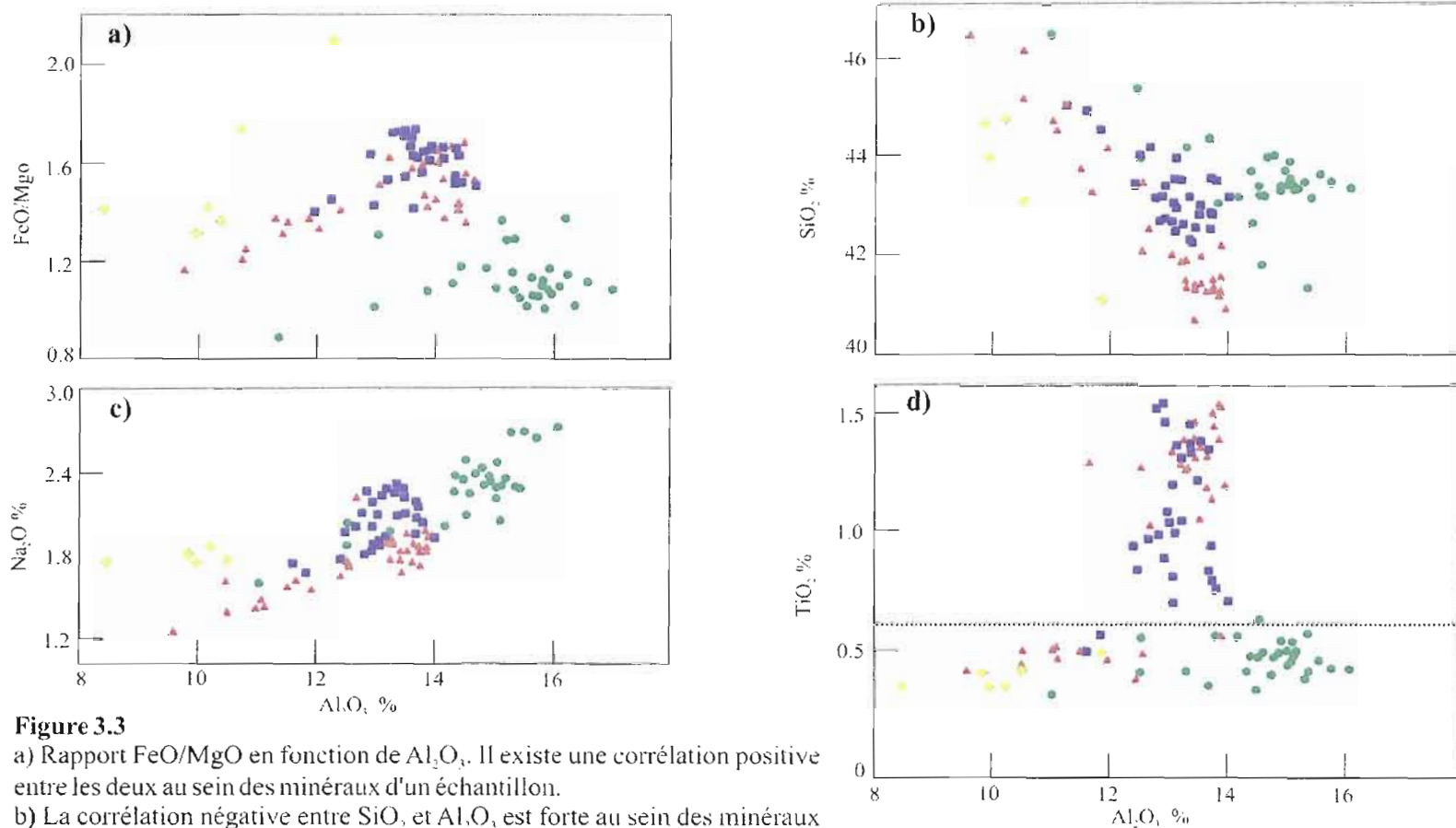
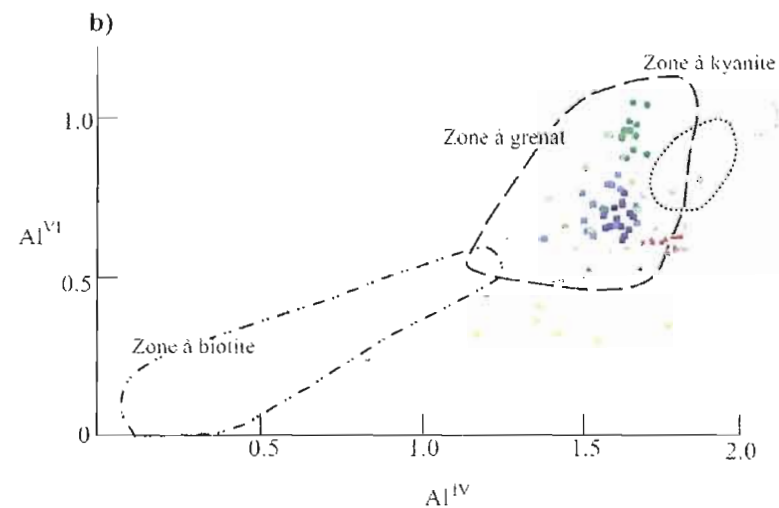
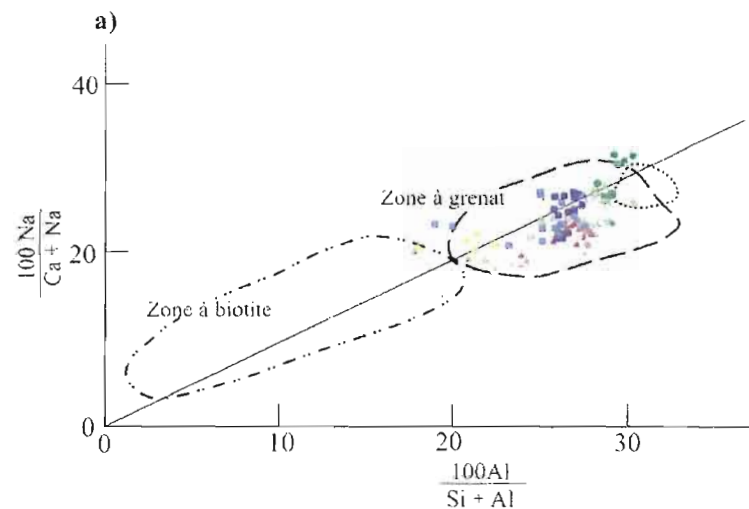


Figure 3.3

- a) Rapport FeO/MgO en fonction de Al_2O_3 . Il existe une corrélation positive entre les deux au sein des minéraux d'un échantillon.
- b) La corrélation négative entre SiO_2 et Al_2O_3 est forte au sein des minéraux d'un même échantillon.
- c) La corrélation positive entre Na_2O et Al_2O_3 est très forte dans chaque échantillon et d'un échantillon à l'autre.
- d) Il existe deux types d'amphiboles; celles riches en TiO_2 où $\text{TiO}_2 > 0,6\%$ et celles pauvres en TiO_2 où $\text{TiO}_2 < 0,6\%$.

Laird et Albee (1981) ont caractérisé des amphiboles des schistes mafiques du Vermont et ont déterminé des champs de métamorphisme des faciès schiste vert (zone à biotite), amphibolite à albite-épidote (zone à grenat) et amphibolite (zone à kyanite) dans différents diagrammes binaires. Les éléments utilisés sont Na, Ca et Al. Sur ces diagrammes, l'ensemble des échantillons du Lac Brompton se situent dans la zone à grenat sauf pour la bordure de certains échantillons et quelques amphiboles de l'échantillon 009b-02 qui montrent un faciès métamorphique moins élevé (figure 3.4a), de même que quelques points d'analyses de l'échantillon 029 qui suggèrent un grade de métamorphisme plus élevé. Il existe une corrélation positive entre le degré de métamorphisme des échantillons du Lac Brompton et les éléments Na et Al et une corrélation négative avec le Ca. Dans les amphiboles, le Al occupe deux sites différents, le premier est occupé par Al^{VI} et le second, tétraédrique, est occupé par Al^{IV} , Leake (1965, 1971) suggère que ce contenu en Al^{VI} est dépendant de la pression. Laird et Albee (1981) ont utilisé aussi un diagramme Al^{VI} en fonction de Al^{IV} , la majorité des amphiboles du Lac Brompton y tombent dans la zone à grenat et quelques analyses dans la zone à kyanite (figure 3.4b). Le graphique fait ressortir la corrélation entre le faciès métamorphique et le contenu en Al^{IV} et en Al^{VI} des amphiboles ; les valeurs de Al^{VI} se situent entre 0,30 et 1,1 et Al^{IV} atteint des valeurs entre 1,2 et 1,8. Dans le cas de Al^{VI} , les valeurs maximales sont clairement atteintes au centre des cristaux d'amphibole, mais ce phénomène est moins évident avec Al^{IV} .

Sur l'ensemble des analyses, il ressort que, sauf pour l'échantillon 009b-02 qui ne montre pas de zonalité des coeurs vers les bordures, le grade métamorphique augmente des bordures vers le cœur des amphiboles (figure 3.4c).



Échantillons

- | | |
|----------------------------|---------------------------|
| 029 tschermakite | 26x édénite/mg-hornblende |
| 029 tschermakite bordure | 26x pargasite bordure |
| 029 tschermakite coeur | 26x pargasite coeur |
| 063 pargasite/tsch bordure | 009b-02 édénite |
| 063 pargasite/tsch coeur | |

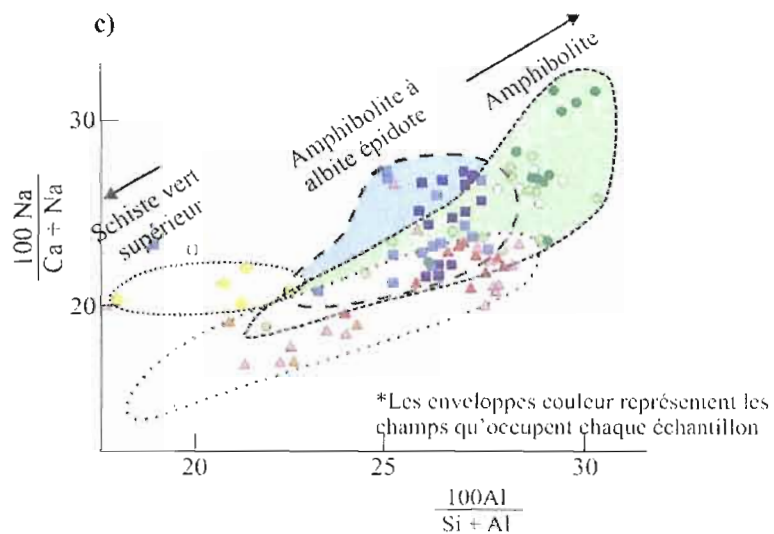


Figure 3.4

Échantillons du Lac Brompton dans différents graphiques de Laird et Albee (1981). Les champs en pointillé représentent des champs de métamorphisme basés sur des schistes mafiques du Vermont. La majorité des échantillons tombe dans la zone à grenat et la zonalité est bien visible sauf pour l'échantillon 009b-02. La figure c) montre un agrandissement sur les échantillons de la figure a).

3.3.2 Grenats

Bien que des grenats puissent être présents dans le faciès amphibolite à albite-épidote et qu'ils sont courants dans le faciès amphibolite des roches mafiques en général, ils sont presque absents des amphibolites du Lac Brompton. Il n'y a que quelques grenats partiellement préservés avec de larges bordures d'altération en chlorite dans l'échantillon 240B. La composition moyenne de ces grenats est : $X_{\text{pyr}}=25\%$, $X_{\text{alm}}=52\%$, $X_{\text{gros}}=19\%$ et $X_{\text{spess}}=4\%$. Les résultats démontrent donc que ces grenats sont riches en almandin et très pauvres en spessartine. Le grenat almandin n'étant présent dans les faciès métamorphiques amphibolite et amphibolite à albite-épidote uniquement que dans des roches relativement riches en Fe^{2+} (Laird, 1982), l'absence de grenats dans les échantillons du Lac Brompton est possiblement le résultat d'un rapport Fe/Mg non favorable. Les faibles concentrations en Mn dans la roche peuvent aussi expliquer l'absence de grenats, cet élément permettant au grenat de se stabiliser à plus basse température (Spears, 1993).

Dans les micaschistes, les grenats font systématiquement partie de la paragenèse métamorphique, coexistant avec un assemblage de Ms+Qtz. À la microsonde électronique, ces grenats montrent une zonalité compositionnelle cryptique. Certains grenats ont des bordures de rétrogression en chlorite. La composition moyenne des bordures des cristaux non-altérés est : $X_{\text{pyr}}=7\%$, $X_{\text{alm}}=49\%$, $X_{\text{gros}}=15\%$ et $X_{\text{spess}}=30\%$ et celle des cœurs : $X_{\text{pyr}}=4\%$, $X_{\text{alm}}=42\%$, $X_{\text{gros}}=17\%$ et $X_{\text{spess}}=36\%$ (figure 3.5), la composition de ces grenats est donc caractérisée par de faibles teneurs en Mg et en Ca. Certains éléments montrent une zonalité relative plus forte que d'autre, ainsi la zonalité en almandin (Fe) et en spessartine (Mn) est bien développée tandis que les teneurs en grossulaire (Ca) et pyrope (Mg) sont généralement plus constantes. Les cœurs des grenats montrent un enrichissement relatif en Mn (spessartine) et un appauvrissement en Fe (almandin) par rapport aux bordures.

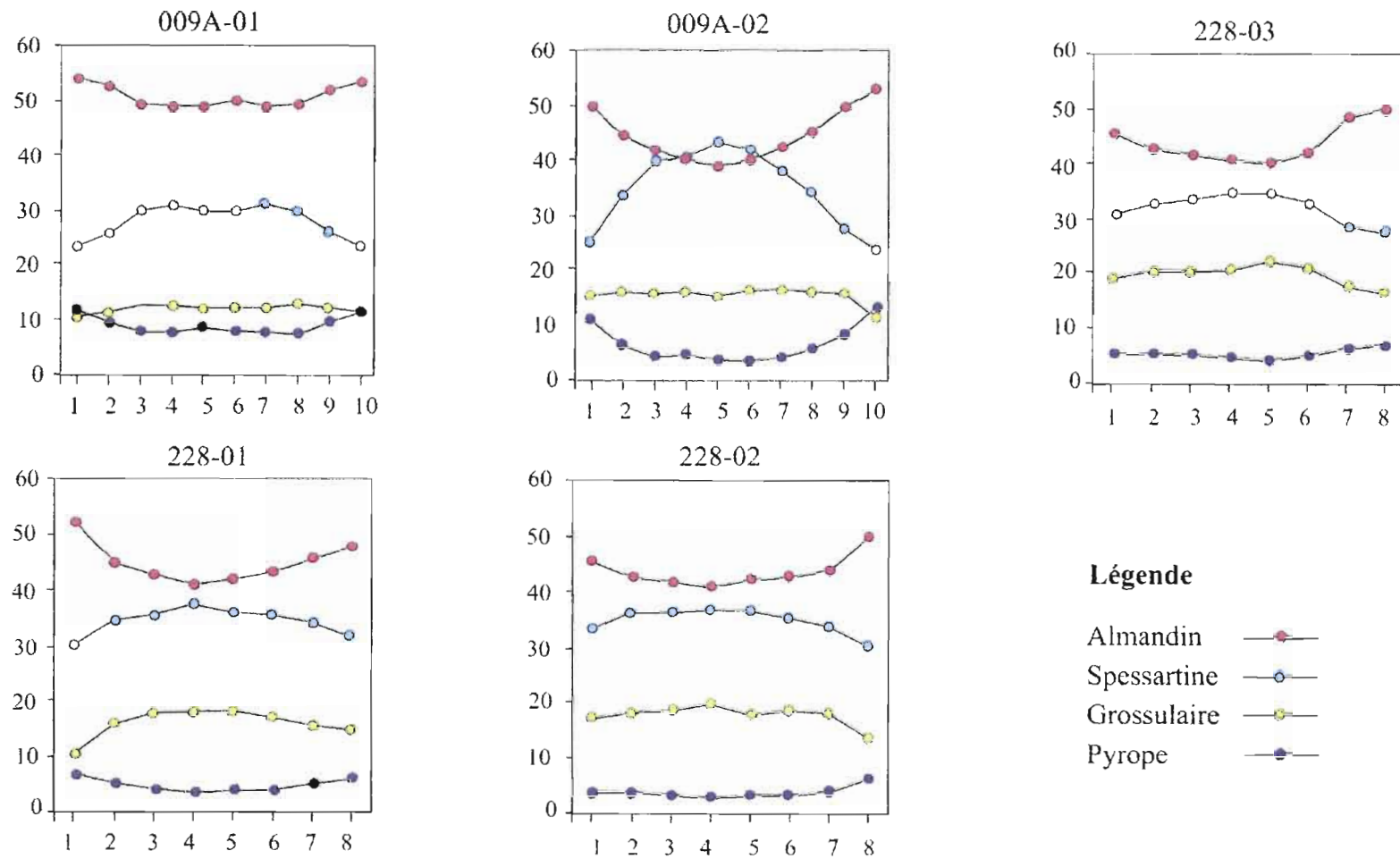


Figure 3.5
Variations compositionnelles représentatives des grenats dans les roches métasédimentaires.

3.4 DISCUSSION ET SYNTHÈSE

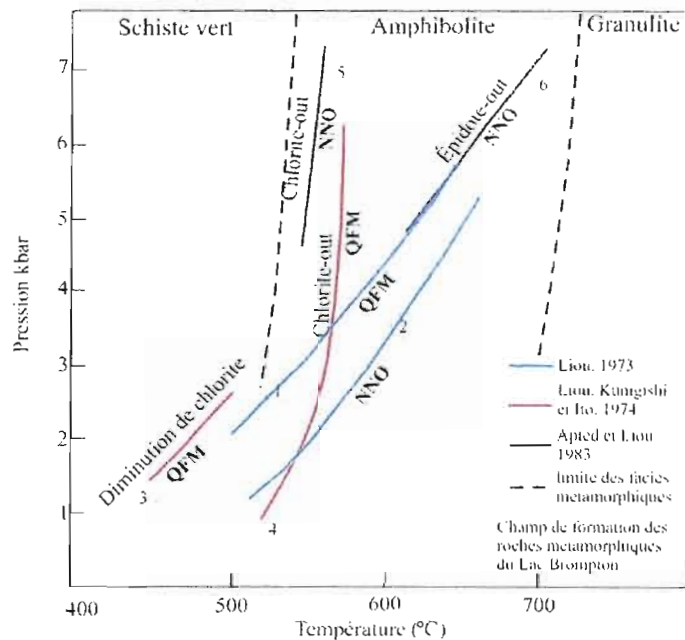
En l'absence de géothermomètre et géobaromètre adéquats pour les assemblages métamorphiques décrits ci-haut, il a été impossible de calculer précisément les conditions de pression et de température de formation des roches métamorphiques du Lac Brompton. Les teneurs élevées en Mn, soit $X_{\text{spess}} = 30\text{-}40\%$, des grenats dans les roches métasédimentaires rendent de plus impossible l'utilisation du géothermomètre grenat-muscovite (Wu *et al.*, 2003). D'autres méthodes permettent cependant une évaluation semi-quantitative des conditions de pression et de température sur la base des assemblages minéralogiques et de la composition des minéraux en Al et Si (Raase, 1974). La stabilité des assemblages peut cependant varier en fonction de la composition de la roche totale ; par exemple des teneurs élevées en Ca favorisera la formation d'épidote alors que la présence de MgO favorisera plutôt la chlorite. Ces deux minéraux pouvant être stables jusqu'au faciès amphibolite si les compositions initiales sont favorables (Spears, 1993).

Les travaux de Liou (1973), de Liou, Kuniyoshi et Ito (1974) et de Apter et Liou (1983) situent dans un diagramme P/T les réactions du faciès schiste vert au faciès amphibolite, définissant ainsi différents champs de métamorphisme pour des roches de composition mafique (figure 3.6). L'assemblage à albite-épidote-hornblende permet de définir les conditions minimales de pression et température. Ainsi, l'absence de chlorite et la présence d'épidote dans tous les échantillons de roches métavolcaniques (sauf les amphibolites) suggèrent que la pression minimale était d'au moins 4kbar puisque c'est à ce niveau que l'isograde de « chlorite out » intercepte celui de « épidote out ». La température minimale du métamorphisme est par conséquent limitée à la réaction « chlorite out » qui se trouve vers 550°C pour une pression supérieure à 4kbar. Pour ce qui est des conditions maximales du métamorphisme elles sont plus difficiles à contraindre avec autant de précision, mais sont limitées au faciès d'amphibolite supérieure situé à 700°. Les conditions de pression peuvent être estimées à l'aide d'un diagramme binaire ; Raase (1974) propose d'utiliser les teneurs en Al^{IV} et le Si comme indicateurs de pression dans des amphiboles calciques afin de distinguer les hornblendes de basse et de moyenne pression, la limite entre les deux champs se situant à 5kbar (figure 3.7). Les résultats obtenus sur les différents échantillons analysés sont concluants; les amphiboles des échantillons du faciès amphibolite

tombent dans le champ des pressions supérieures à 5kbar alors que les échantillons du faciès amphibolite à albite-épidote tombent dans le champ égal ou inférieur à 5kbar. Les conditions maximales de pression des amphiboles du Lac Brompton correspondent alors à des amphiboles de moyenne pression (entre environ 5kbar et 8kbar), mais ce champ demeure tout de même vaste.

Les analyses minéralogiques des roches métasédimentaires ne sont pas ici d'une grande utilité pour déterminer les conditions de pression et de température minimales ou maximales atteintes. Dans un premier temps, le champ de pression et température de formation des grenats riches en Mn est trop vaste pour contraindre des conditions de pression et de température précises. À titre d'exemple, le grenat spessartine peut être stable à des conditions de pression et température aussi basses que 415° et 3kbar, mais il n'est pas confiné à ces bas grades métamorphiques (Hsu, 1968). Ainsi, les grenats riches en Mn présents dans les roches métasédimentaires du Lac Brompton peuvent avoir été formés aussi bien sous des conditions du faciès schiste vert qu'amphibolite.

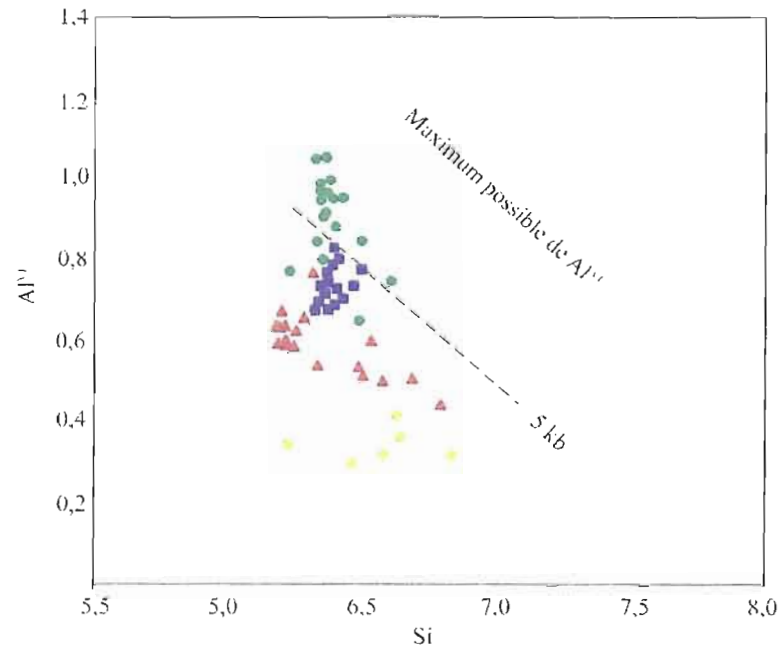
Dans un deuxième temps, la biotite, ou plutôt l'absence de biotite dans les assemblages métamorphiques, ne permet pas d'imposer une limite supérieure au faciès métamorphique ; bien que normalement présente dans des grades métamorphiques tels que amphibolite, trois phénomènes peuvent expliquer l'absence de biotite dans des roches métasédimentaires; 1) les roches ont été métamorphisées dans la zone à chlorite sous l'isograde de la biotite, phénomène possible malgré la présence de grenats considérant que des grenats riches en Mn peuvent se former sous les conditions de pression et température de la zone à chlorite. 2) Sachant que des roches riches en Al peuvent inhiber la formation de biotite (Vernon 1976), on peut présumer que les protolithes des roches métamorphiques du Lac Brompton étaient enrichis en Al, favorisant ainsi la formation de muscovite plutôt que de biotite. 3) Le niveau d'oxydation des protolithes joue un rôle dans les assemblages minéralogiques métamorphique, Chinner (1960) démontre qu'un niveau d'oxydation élevé favorise la formation de muscovite au détriment de la biotite. Possiblement, le ratio d'oxydation a pu être défavorable à la formation de biotite dans les roches métamorphiques du Lac Brompton.



- ① et ② $\text{Ep} + \text{Qtz} = \text{An} + \text{Grt} + \text{Mgt} + \text{H}_2\text{O}$
 ③ $\text{Alb} + \text{Ep} + \text{Chl} + \text{Qtz} = \text{Oli} + \text{Tsch} + \text{Fe(OH)} + \text{H}_2\text{O}$
 ④ $\text{Chl} + \text{Sph} + \text{Qtz} = \text{Amp} + \text{Ilm} + \text{H}_2\text{O}$ (pour 2 kbar)
 ⑤ $\text{Amp} + \text{Chl} + \text{Ep(?) + Alb} + \text{Sph} = \text{Amp}_2 + \text{Ilm} + \text{Qtz} + \text{H}_2\text{O}$
 ⑥ $\text{Ep} + \text{Alb} + \text{Ilm} + \text{Qtz} = \text{Oli} + \text{Ilm}_2 + \text{H}_2\text{O}$

Figure 3.6

Compilation de divers auteurs qui permet de fixer les réactions chlorite-out et épidote-out dans un diagramme P-T. Les tampons utilisés sont indiqués en caractère gras sur le graphique (changent selon les auteurs).



Échantillons

- 009b-02 édenite ● 029B tschermakite
 ▲ 26X pargasite ■ 063 pargasite/tschermakite

Figure 3.7

Diagramme tiré de Raase (1974). Relation entre Al^{IV} , Si et la pression. Les faciès métamorphiques déterminés précédemment sont cohérents avec la pression estimée dans ce graphique.

Les résultats présentés ci-dessus n'ont pas fourni de valeurs de thermobarométrie précises, mais un champ de pression et température au sein duquel les roches métamorphiques du Lac Brompton ont pu se former. Ce dernier est défini par :

- une pression minimale d'environ 4kbar
- une température minimale d'environ 550°
- une température maximale inférieure à environ 700°
- une pression maximale entre 5kbar et 8kbar

Il a aussi été démontré que le degré de métamorphisme varie dans le temps ; la zonalité des amphiboles indique une diminution des conditions de pression et de température des cœurs vers les bordures, suggérant un refroidissement et une diminution de la pression avec la progression du métamorphisme.

PLANCHE PHOTOGRAPHIQUE V

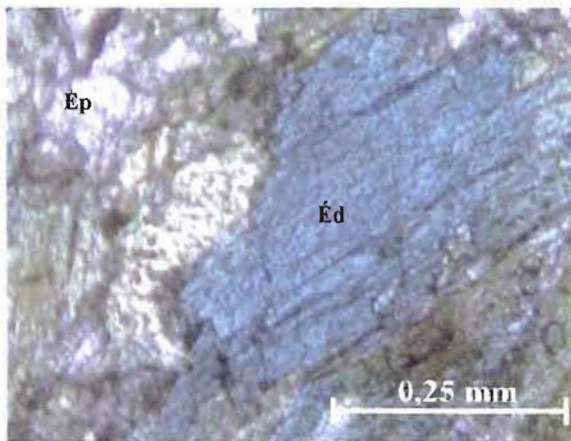


Photo 13

Édénite dans l'échantillon 009b-02 du faciès amphibolite à albite-épidote.

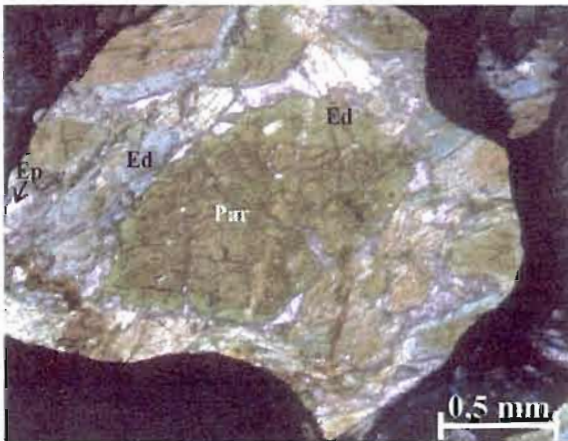


Photo 14

Pargasite dans l'échantillon 26X du faciès transitionnel entre amphibolite à albite-épidote et amphibolite.

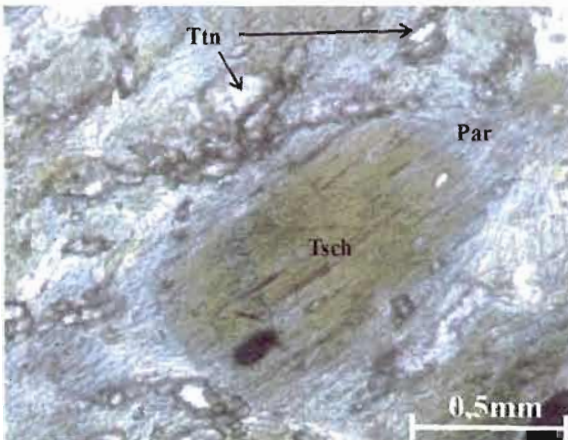


Photo 15

Pargasite/tschermakite dans l'échantillon 063-05 du faciès amphibolite.

PLANCHE PHOTOGRAPHIQUE VI

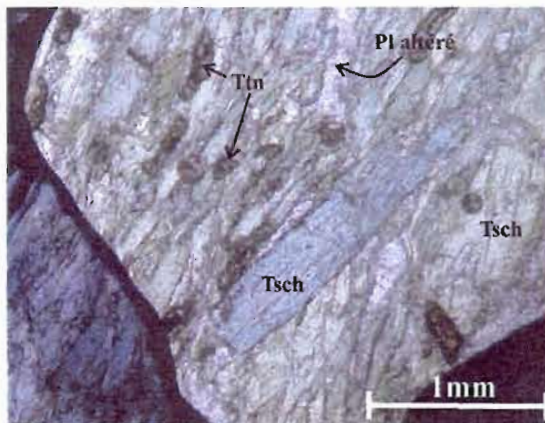


Photo 16

Tschermakite dans l'échantillon 029 du faciès amphibolite.

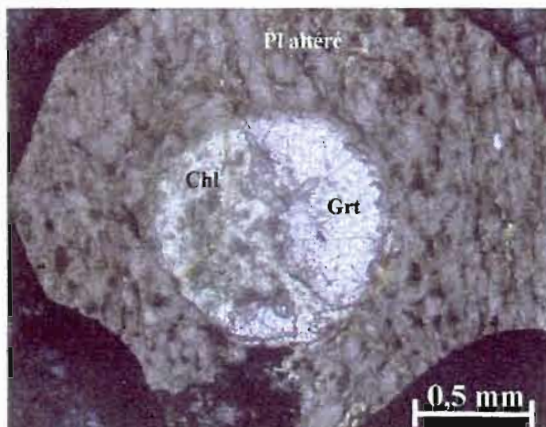


Photo 17

Grenat partiellement remplacé par de la chlorite dans les metabasaltes.

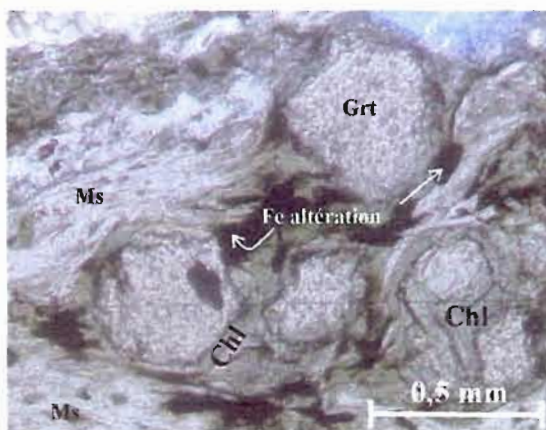


Photo 18

Grenats dans une roche métasédimentaire. Les bordures des grenats sont chloritisées mais les coeurs des cristaux sont bien préservés.

CHAPITRE IV

CARACTÉRISATION STRUCTURALE

4.1 INTRODUCTION

L'ophiolite du Lac Brompton occupe le toit d'une faille normale majeure, la faille St-Joseph, et affleure au sein du Mélange de St-Daniel sous forme d'un anticlinal plongeant vers le NNE. L'ophiolite se trouve donc dans une zone structuralement complexe où la nature des contacts lithologiques est souvent indéterminée.

Les travaux de cartographie ont démontré la présence dans l'ophiolite et les roches adjacentes de trois phases de déformation tectonique. La première est liée à la formation du rubanement métamorphique dans les roches métavolcaniques et métasédimentaires. La deuxième phase est associée à des plis et des failles à vergence SE à SO dans l'ophiolite, les roches métamorphiques et les roches sédimentaires du St-Daniel. La dernière phase forme un anticlinal régional plongeant vers le NNE. L'analyse structurale de la région est principalement basée sur les observations faites sur les roches métamorphiques du Lac Brompton car ces dernières ont été soumises à l'ensemble des phases de déformation et forment un horizon repère.

Les figures 4.1 et 4.2 présentent des cartes géologiques détaillées des différentes bandes de roches métamorphiques de part et d'autre du Lac Brompton.

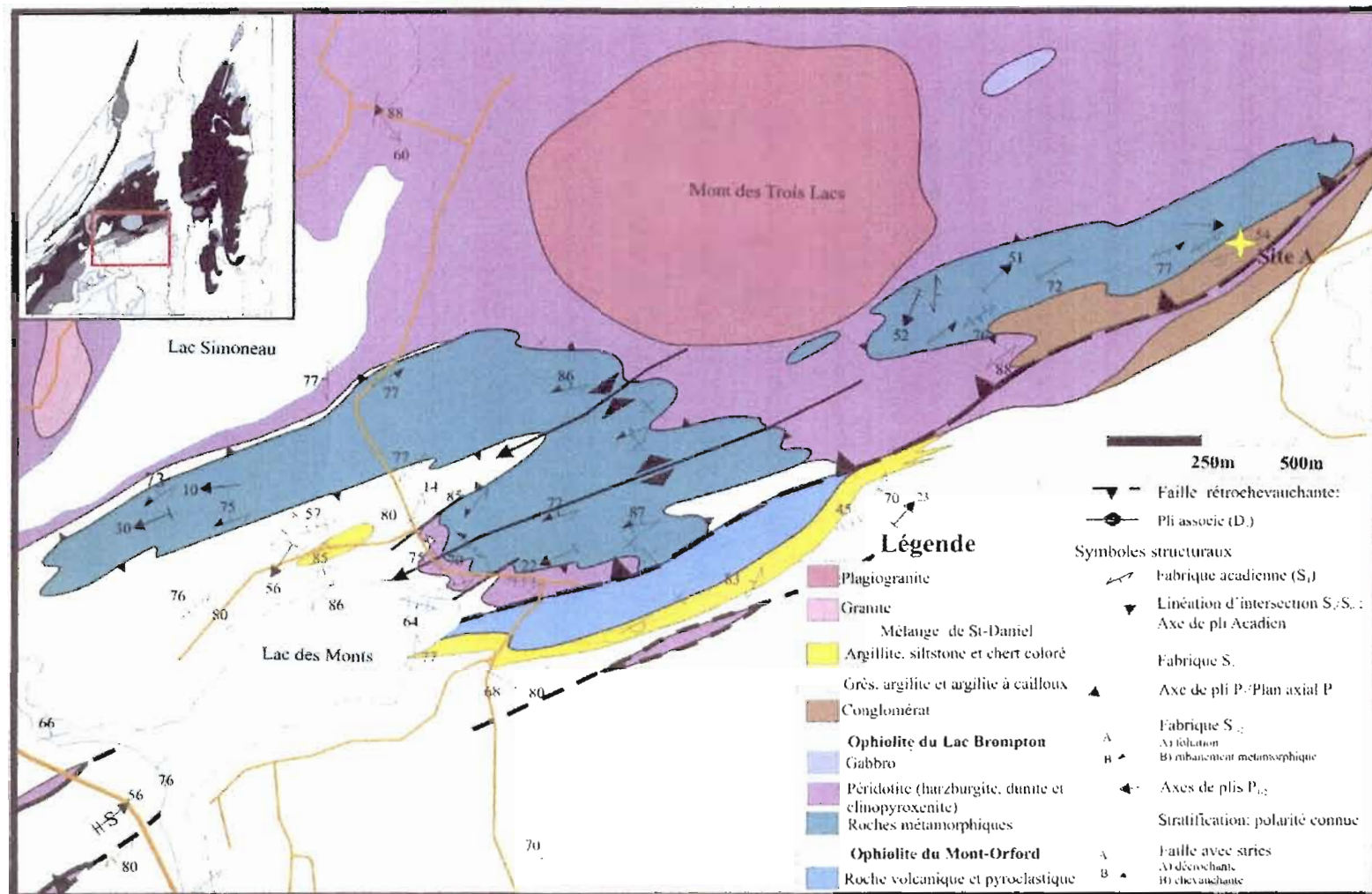


Figure 4.1
Carte géologique détaillée des roches métamorphiques à l'ouest du Lac Brompton.

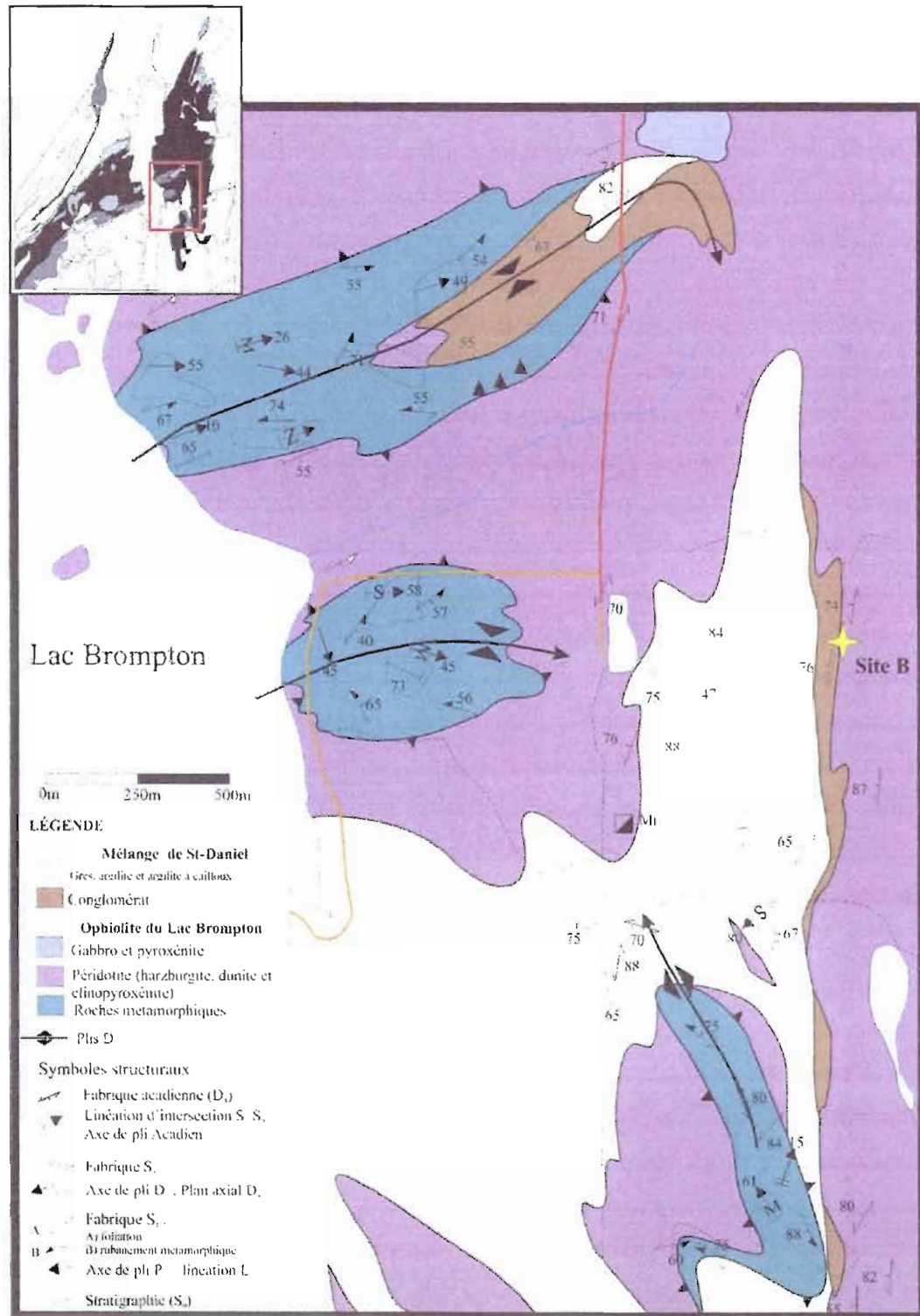


Figure 4.2

Carte géologique détaillée des roches métamorphiques à l'est du Lac Brompton.

4.2. CONTACTS LITHOLOGIQUES

Des roches sédimentaires, ultramafiques et métamorphiques sont mises en contact dans la région du Lac Brompton, la nature de ces contacts lithologiques n'est cependant pas encore établie dans la littérature. Ainsi, deux contacts jouent un rôle important dans l'histoire tectonique de la région : 1) Le contact entre les roches métamorphiques et les unités ultramafiques de l'ophiolite du Lac Brompton ; bien que cisailé, la nature du cisaillement et sa chronologie relative sont indéterminées. 2) Le contact supérieur entre les sédiments du St-Daniel et les roches ultramafiques et métamorphiques qui peut être soit tectonique, soit dépositionnel.

4.2.1 Contact roches ultramafiques/roches métamorphiques

Le contact entre les unités ultramafiques de l'ophiolite et les roches métamorphiques est faillé. Au contact, ou près de celui-ci, les roches métamorphiques sont souvent bréchifiées, formant de la cataclasite; des fragments anguleux de quelques centimètres à quelques décimètres sont orientés aléatoirement dans une matrice à grains fins (planche photographique VII, photo 19). À l'opposé, les roches ultramafiques étant beaucoup moins compétentes, elles sont généralement fortement cisailées. La fabrique y est pénétrative, soulignant une serpentinite schisteuse (planche photographique VII, photo 20). Trois éléments sont retenus en ce qui concerne le contact entre les roches ultramafiques et les roches métamorphiques : (1) Les roches métamorphiques sont structuralement situées sous l'ophiolite. (2) Le rubanement métamorphique est toujours parallèle à ce contact. (3) Ce contact est affecté par deux phases de plissement.

4.2.2 Contact roches sédimentaires/roches métamorphiques

Le contact entre la péridotite et les sédiments, ainsi que celui entre les roches métamorphiques et les sédiments sont ici considérés comme dépositionnels sur la base des observations de terrain. Il y a deux types de roches sédimentaires en contact dépositionnel

avec les unités ophiolitiques et les roches métamorphiques dans la région du Lac Brompton; (1) des mudstones, siltstones et cherts colorés, et (2) les roches sédimentaires typiques du Mélange de St-Daniel qui consistent en des conglomérats, des grès, des argilites et des argilites à cailloux. Les mudstones, siltstones et cherts (type 1) reposent le plus souvent sur les basaltes ou sur les roches ultramafiques alors que le Mélange de St-Daniel typique repose sur toutes les unités rocheuses du Lac Brompton incluant la série sédimentaire de type 1 et les roches métamorphiques. Les zones de contact avec les roches métamorphiques, exposent une épaisseur considérable de conglomérat, atteignant localement environ 175 m. Les roches des supra-crustaux ophiolitiques, comme les basaltes, sont rarement en contact avec des conglomérats ou, lorsque présents, ceux-ci ne dépassent pas quelques dizaines de mètres d'épaisseur.

Un exemple de contact dépositionnel entre les conglomérats et les roches métamorphiques se trouve au site A indiqué sur la carte géologique de la figure 4.1. Un conglomérat composé de fragments de gabbro à hornblende y est en contact avec les roches métamorphiques. Le conglomérat y est très immature; les fragments sont anguleux, mal triés et grossiers. Les niveaux de conglomérat sont interlités avec des grès et des siltstones et forment des lentilles discontinues ou des chenaux. Sur le terrain aucune évidence de faille n'est visible. La schistosité dans le conglomérat n'est que faiblement développée et est à angle avec le contact approximativement orienté N045. Les roches métamorphiques en contact avec ces conglomérats sont des roches métasédimentaires riches en muscovite et quartz et aucune fabrique pénétrative parallèle avec le contact ne se superpose au rubanement d'origine métamorphique orienté en moyenne de N065 et penté de 75°.

Un contact dépositionnel entre les conglomérats et la péridotite est exposé au site B indiqué sur la carte géologique de la figure 4.2. Une cartographie détaillée le long de ce contact (figure 4.3) a permis d'y reconnaître une surface d'érosion irrégulière et des variations de faciès dans la séquence sédimentaire. Le conglomérat de base est constitué de blocs métriques de roches ultramafiques (pyroxénite, harzburgite et dunite) dans une matrice détritique de serpentine. Ce type de conglomérat ultramafique atteint localement une trentaine de mètres d'épaisseur. En montant dans la stratigraphie le conglomérat est constitué

de clastes plus petits (centimétriques à décimétriques), essentiellement des pyroxénites, des gabbros et des roches volcaniques. Le sédiment est toujours très immature et mal classé. Au dessus de la série conglomératique on rencontre des ardoises gris foncé d'une épaisseur maximale d'environ 10 mètres. Un clivage pénétratif orienté NNE-SSO est développé dans les ardoises. Ces ardoises passent ensuite au Mélange de St-Daniel typique; une série d'argilites noires à cailloux et de grès noirs.

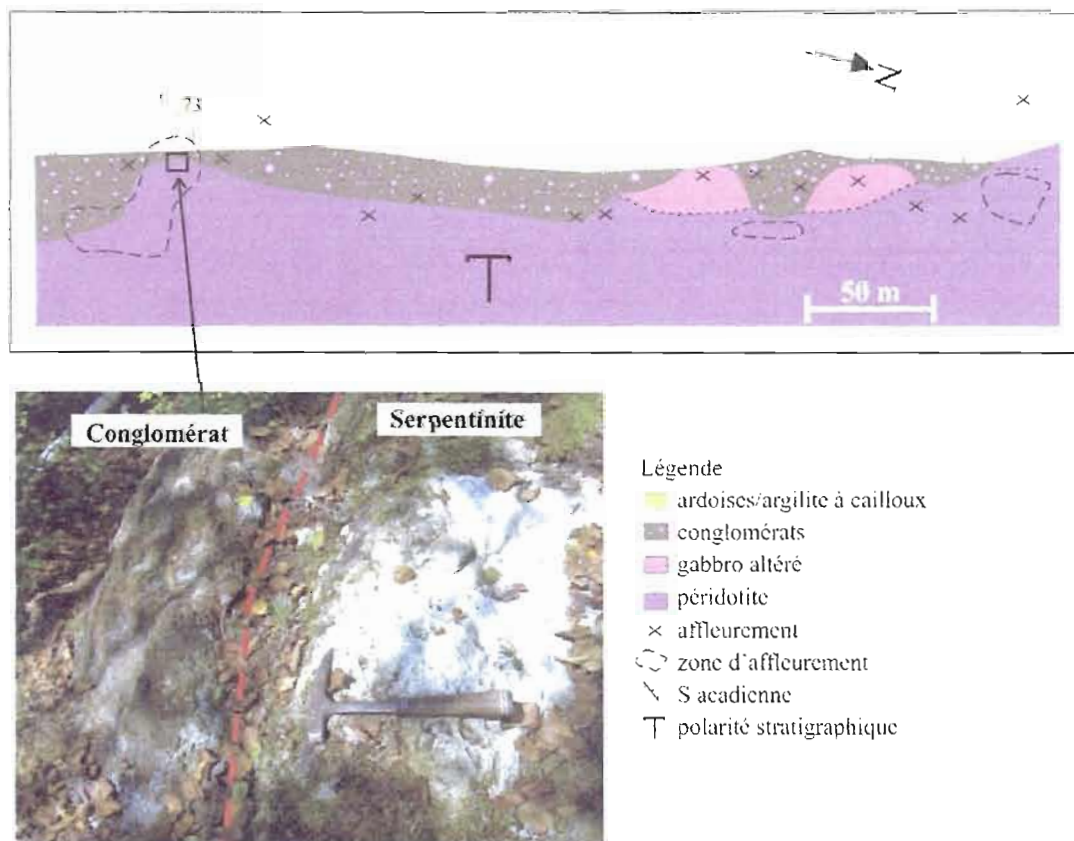


Figure 4.3

Cartographie détaillée le long d'un contact entre la péridotite et les conglomérats à la base du Mélange de St-Daniel. La photo ci-contre expose le contact entre des conglomérats à clastes de gabbro et la péridotite fortement altérée en carbonates.

4.3. DÉFORMATION

Tremblay et Castonguay (2002), ont défini trois phases de déformation dans les Appalaches du sud du Québec; **(1)** D_{1-2} une déformation composite reliée à la compression taconienne et au métamorphisme régional associé. Cette phase est datée entre ca. 477 et ca. 450Ma. Elle intervient en trois étapes, 1- mise en place des ophiolites 2- formation des nappes de charriage sur la marge continentale et migration des déformations vers le NO. 3- exhumation progressive des niveaux crustaux profonds. **(2)** D_3 , une phase de rétrochevauchement de la fin du Silurien début du Dévonien (430-411Ma, Castonguay *et al.*, 2001) associée à la rétrogression des faciès métamorphiques de la marge et à des plis et des failles à vergence SE, et **(3)** D_4 , un épisode de compression acadien qui produit des motifs d'interférence dans le sud du Québec.

L'ensemble des structures présentes dans l'ophiolite et les roches métamorphiques du Lac Brompton trouve une correspondance avec les phases D_{1-2} , D_3 et D_4 de Tremblay et Castonguay (2002). La première phase est restreinte au rubanement métamorphique dans les roches métavolcaniques et les roches métasédimentaires et au cisaillement dans la serpentinite en contact avec les roches métamorphiques. Cet événement métamorphique est corrélé avec la phase D_{1-2} . Le métamorphisme au faciès amphibolite des roches sub-ophiolitiques de la région du Lac Brompton est relié à l'événement tectonique le plus précoce car le rubanement métamorphique est repris par toutes les autres phases de déformation présentes de la région et correspond au métamorphisme taconien.

La seconde phase de déformation présente au Lac Brompton est celle qui plisse le rubanement métamorphique et faille les unités dans le sud du complexe ophiolitique. La vergence de ces déformations rappelle localement l'événement rétrochevauchant observé dans la zone de Humber Interne (Pinet, Castonguay et Tremblay, 1996; Castonguay *et al.*, 1997, 2001), ainsi que dans la zone de Dunnage (Schroetter, Tremblay et Bédard, 2005). Dans les Appalaches du sud du Québec, les plis P_3 sont généralement déversés vers le SE et plongent vers le SO ou le NE. Cette déformation est parfois associée à des zones de déformation ductile à vergence SE (Pinet, Castonguay et Tremblay, 1996). Dans le Complexe ophiolitique du Lac Brompton, bien que la déformation acadienne soit associée à la rotation

des différentes structures, l'événement D_3 démontre toujours une vergence générale vers le sud de ses structures (de SSE à OSO). Les structures associées à D_3 ne sont pas réparties partout dans le Complexe ophiolitique du Lac Brompton. Suivant la distribution de ces structures (schistosité et plis), on remarque que le sud et centre de la région, soit majoritairement les roches métamorphiques et les sédiments du Mélange de St-Daniel, sont affectés par une schistosité pénétrative et par des plis serrés à vergence grossièrement sud, reliés à D_3 . À l'opposé, D_3 est moins pénétratif et ne se traduit pas par une fabrique tectonique dans les roches ultramafiques et les basaltes situés au nord de l'ophiolite.

La phase de déformation la plus jeune ayant affecté l'ophiolite du Lac Brompton est celle attribuée à l'orogénie Acadienne (D_4). Elle a affecté l'ensemble des structures préexistantes, sans pour autant les oblitérer complètement. Dans l'ophiolite du Lac Brompton cette déformation forme un anticlinal régional associé à la mise à l'affleurement des roches ultramafiques au sein du Mélange de St-Daniel. La fabrique sub-verticale orientée NNE est présente partout dans l'ophiolite mais est moins pénétrative dans les roches métamorphiques qui sont compétentes, dans lesquelles cette fabrique forme principalement un clivage de crénulation.

Les roches métamorphiques du Lac Brompton forment des bandes discontinues situées structurellement sous l'ophiolite et ressortent à la base de celle-ci dans la partie sud du complexe. La présence de rubanement dans les roches métamorphiques permet de bien reconnaître l'ensemble des structures post-datant le métamorphisme. Les roches métamorphiques affleurent de part et d'autre du Lac Brompton. Ce dernier marquant la limite approximative entre le flanc est et le flanc ouest du pli régional acadien, il est donc approprié de traiter chaque fenêtre de roches métamorphiques des côtés est et ouest du Lac Brompton comme des domaines structuraux différents.

4.3.1 Domaine ouest

Les roches métamorphiques forment deux bandes orientées OSO-ENE affleurant à la base de l'ophiolite et elles sont affectées par deux fabriques principales. La fabrique de première génération est représentée par le rubanement métamorphique et est plissée. Dans les roches métasédimentaires, le rubanement forme des structures en C/S dans les niveaux les plus riches en muscovite (planche photographique VIII, photo 21). Ce rubanement métamorphique est parallèle aux grands axes des lentilles et est orienté ENE avec un pendage variable (70° à 90°) vers le sud ou vers le nord. Les plis intrafoliaux sont généralement orientés ENE. Ces plis sont de faible amplitude, allant au maximum à une dizaine de centimètres, et forment des plis isoclinaux avec souvent un épaississement aux charnières (planche photographique VIII, photo 22).

Le rubanement est repris par une deuxième génération de plis à vergence SE (P_3) qui forme les structures anticlinales et synclinales bien développées à la base du complexe ophiolitique. La fabrique associée est discrète et, lorsque présente, est une schistosité de plan axial ou un clivage de crénulation. Sur le terrain, les plis sont serrés et plongent de 30° à 50° vers l'OSO, parfois vers l'ENE (planche photographique VIII, photo 23). La figure 4.4 montre les projections stéréographiques des mesures de rubanement. La surface axiale de ces plis est sub-verticale à déversée vers le SSE. Les plis P_3 se distinguent des plis intrafoliaux de par leur amplitude plus grande et ils affectent nettement les veines de quartz parallèles à la ségrégation métamorphique. Dans la bande métamorphique occidentale du domaine ouest, ces plis sont visibles en carte, affectant les roches sédimentaires et métamorphiques.

Des failles de décrochement parallèles aux surfaces axiales des plis P_3 sont associées à une fabrique pénétrative dans les serpentinites mais forment des failles cassantes dans les roches métamorphiques et les sédiments quartzo-feldspatiques. Les failles d'échelle centimétrique sont soulignées par des mouvements mineurs, marqués par des stries indiquant un décrochement sénestre avec une composante inverse. Les failles métriques déplacent les niveaux marqueurs de quelques mètres sur le terrain. Les failles pluri-métriques forment des écailles de serpentinite au sein des roches sédimentaires et des écailles de roches sédimentaires au sein des roches ultramafiques.

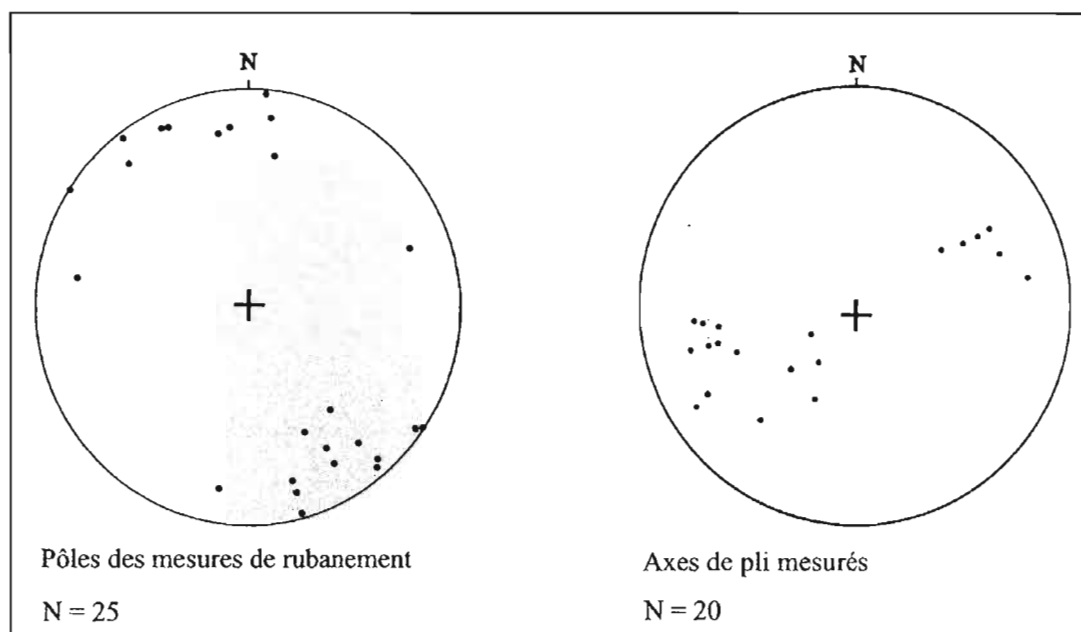


Figure 4.4
Mesures structurales prises à l'ouest du Lac Brompton

Une charnière de pli P_3 est bien exposée en plan et en coupe dans la lentille de roches métamorphiques la plus à l'ouest (site C sur figure 4.1) et a fait l'objet d'une cartographie détaillée (figure 4.5). La charnière est caractérisée par la présence de plis parasites plongeant vers l'OSO et par la rotation du rubanement métamorphique et du contact entre les roches ultramafiques et métamorphiques. Sur le terrain, ce contact est marqué par un cisaillement important des roches ultramafiques et une bréchification cataclastique dans les roches métamorphiques (photo 24). On note deux générations de foliation pénétrative dans les roches ultramafiques. La fabrique «précoce» (parallèle au contact avec les roches métamorphiques) est plissée alors que la deuxième fabrique, reliée à des cisaillements mineurs parallèles aux plans axiaux P_3 , est orientée OSO et est pentée de 70° à 90° vers le sud. Le contact supérieur entre les roches sédimentaires (grès quartzo-feldspathique et ardoises gris foncé) et les roches ultramafiques est exposé en deux endroits de part et d'autre de la charnière du pli. Ce contact, régionalement interprété comme dépositionnel, est ici

déplacé par des failles de décrochements reliées à D_3 (photo 25). La coupe expose aussi une écaille faillée sub-verticale d'argilites noires orientée OSO à l'intérieur des serpentinites (photo 26).

Une coupe structurale orientée NO-SE est présentée en figure 4.6. Cette coupe met en évidence le rubanement métamorphique plissé par les plis à vergence SE. Les roches métamorphiques y sont représentées comme une suite d'anticlinaux et de synclinaux déversés vers le SE, avec les sédiments du St-Daniel reposant dans le cœur du synclinal. Les roches ultramafiques ne semblent former qu'une mince bande en contact cisailé avec les roches métamorphiques dans la partie sud-est de la coupe, mais elles s'épaississent fortement vers le nord-ouest. Vers le sud, le Complexe ophiolitique du Lac Brompton et les roches métamorphiques associées sont bordés par des roches volcaniques appartenant au Complexe ophiolitique du Mont Orford (De Souza *et al.* 2006). La présence d'une fabrique pénétrative près du contact entre l'ophiolite du Lac Brompton et ces basaltes suggère que le contact entre les deux ophiolites est faillé. Cette faille est interprétée ici comme un chevauchement D_3 à vergence SE, qui pourrait cependant avoir une certaine composante de décrochement sénestre, comme la majorité des failles secondaires de même orientation dans la région.

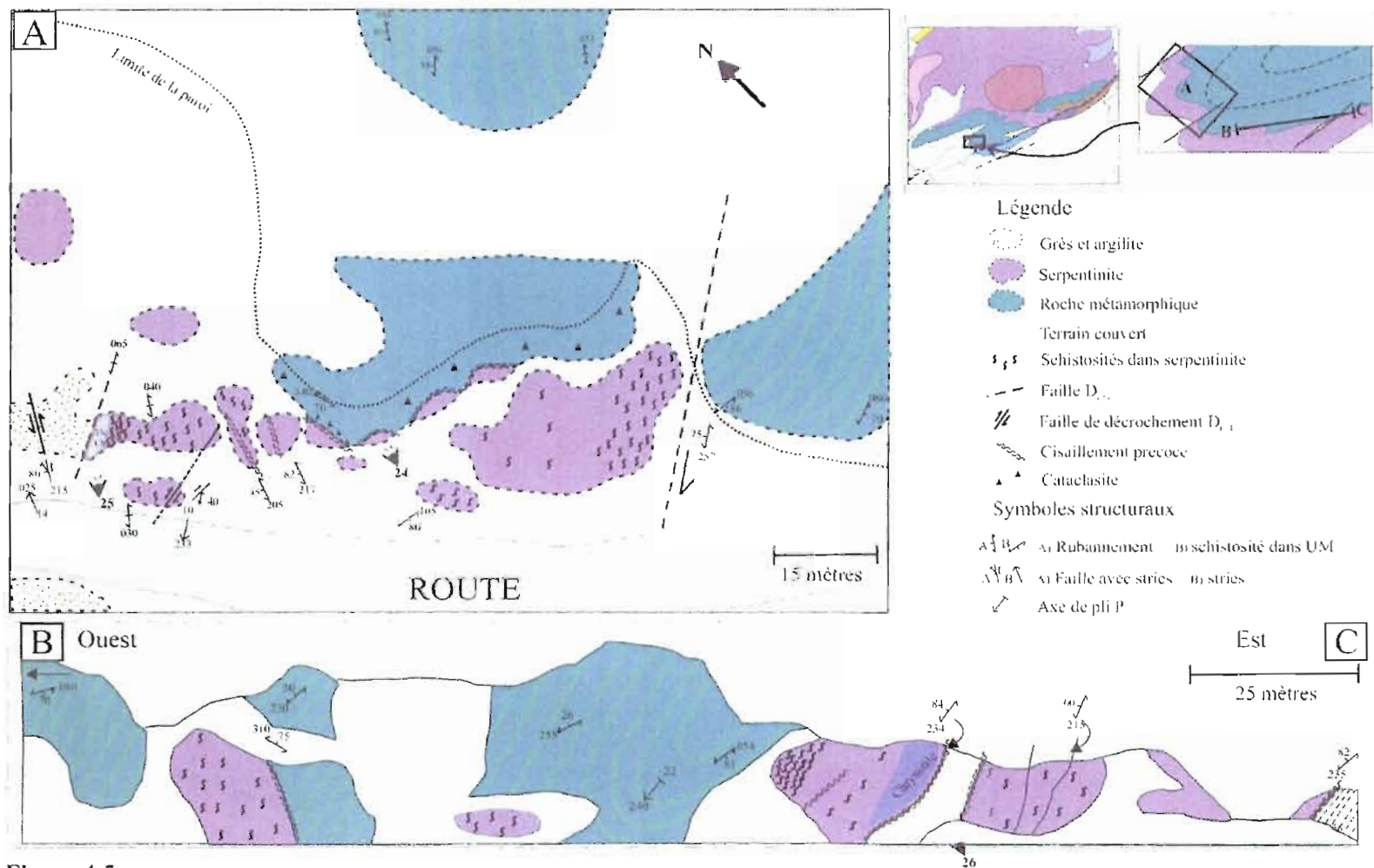


Figure 4.5

Cartographie de détail d'une charnière de pli dans la bande de roches métamorphiques située à l'ouest du Lac Brompton. A) en plan; B-C) en coupe.

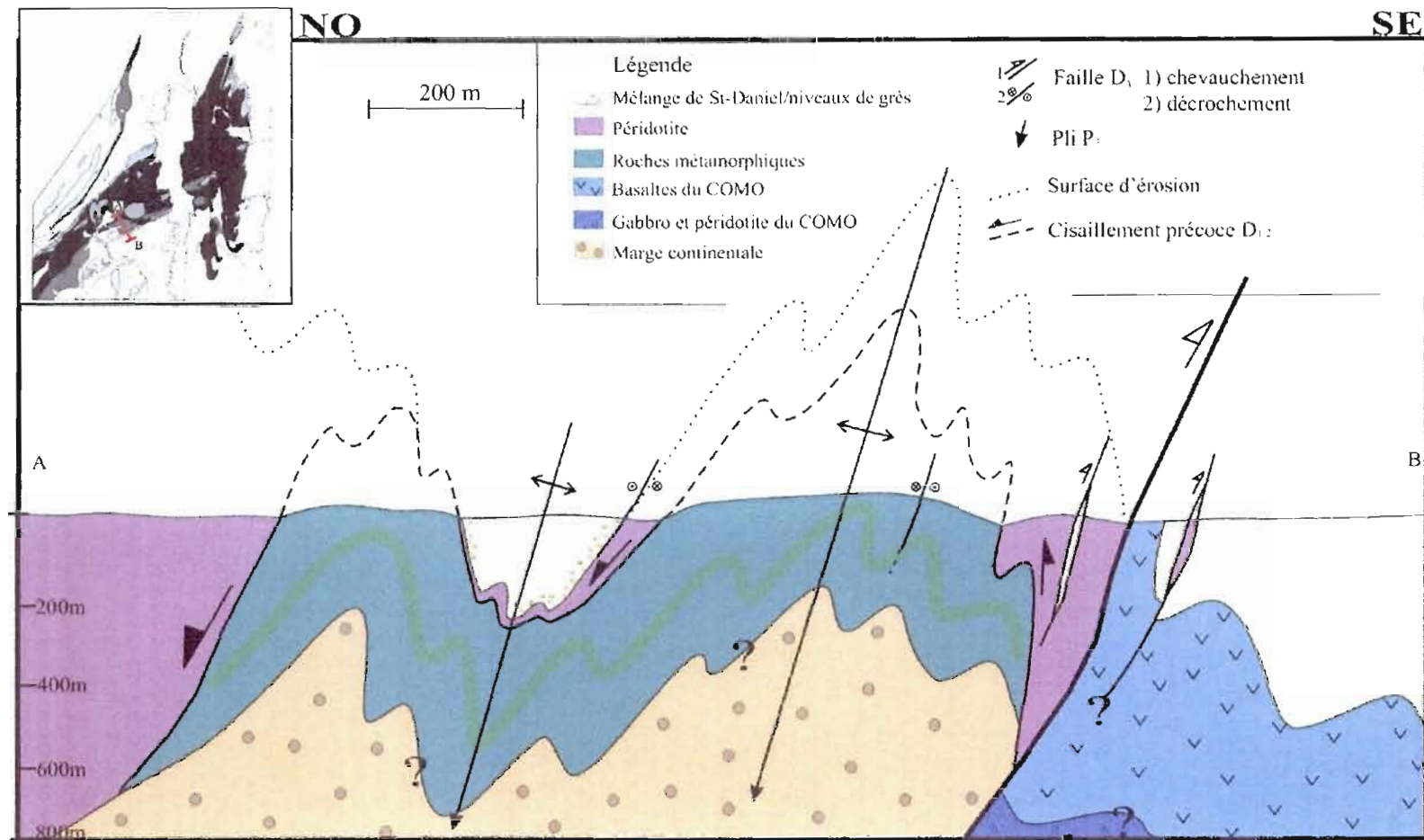


Figure 4.6

Coupe structurale perpendiculaire aux lentilles à l'ouest du Lac Brompton. La surface d'érosion représentée en pointillés atteint presque les roches métamorphiques, elle est plissée par les plis P₃.

4.3.2 Domaine est

La rive est du Lac Brompton est formée de trois lentilles de roches métamorphiques d'orientations différentes. La partie la plus au nord montre deux fenêtres de roches métamorphiques affleurant dans la charnière d'un pli régional acadien, l'orientation générale des structures y est est-ouest. Dans la partie sud, une autre lentille de roches métamorphiques montre une orientation NNO et affleure sur le flanc est du pli. La figure 4.7 présente les projections stéréographiques des mesures de rubanement et d'axes de pli dans les lentilles de roches métamorphiques des parties nord et sud de ce domaine.

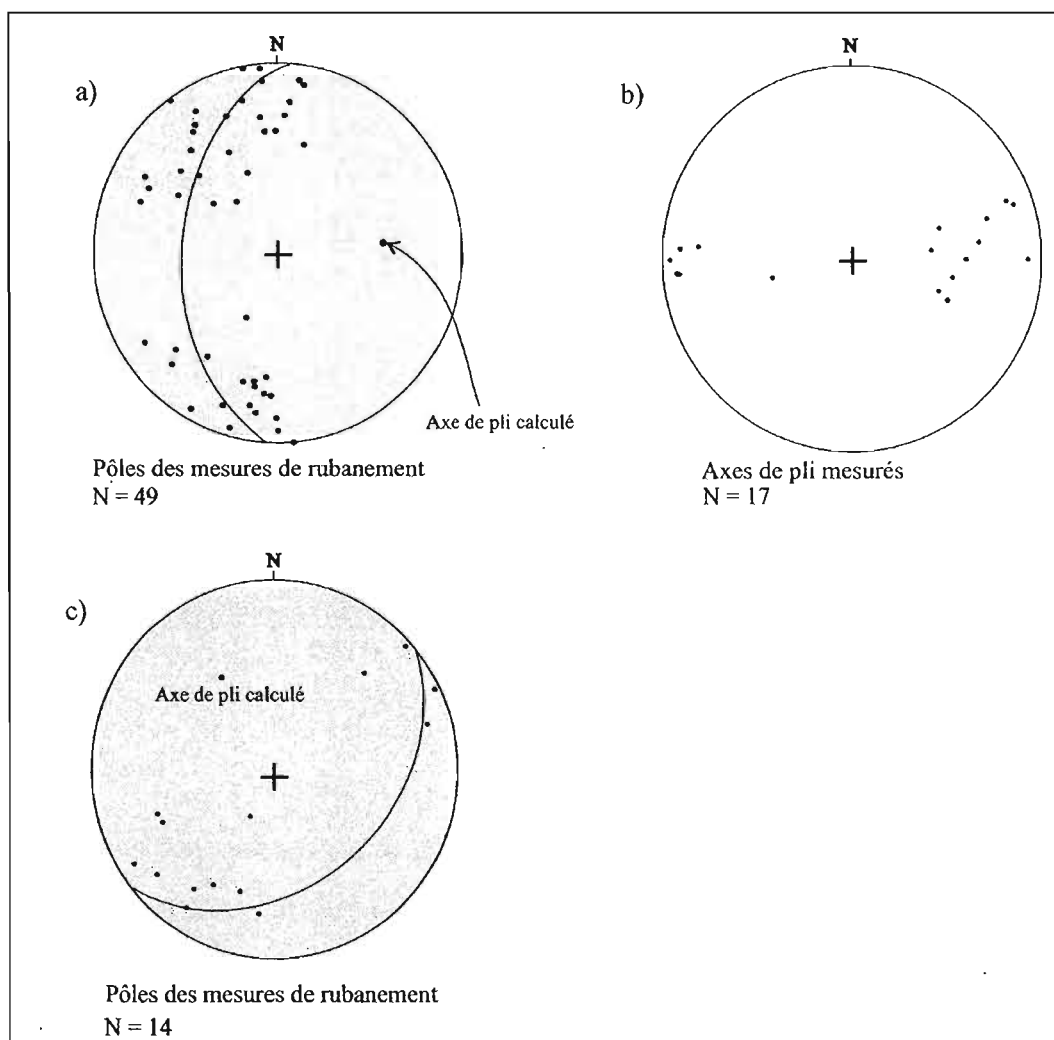


Figure 4.7

Mesures structurales prises dans les roches métamorphiques du domaine est du Lac Brompton. a) et b) dans les deux lentilles au nord. c) dans la lentille au sud.

Tout comme dans le domaine ouest, le rubanement métamorphique est concordant avec l'orientation des lentilles. Les deux lentilles de la partie au nord représentent deux synclinaux (P_3) à plans axiaux sub-verticaux à légèrement déversés vers le sud tel que suggéré par les mesures de rubanement. Sur projection stéréographique, on note que les plis plongent en moyenne de 35° vers l'est (figure 4.7 a et b). Des plis d'entraînement en M, S et Z sont particulièrement abondants dans ce secteur. Les surface axiales des plis mesurées sur le terrain varient de sub-verticales à fortement pentées vers le sud ou vers le nord. Ces deux lentilles le plus au nord se retrouvant au cœur d'un anticlinal régional acadien, la déformation acadienne y est importante et se traduit par la présence de motifs d'interférence faisant affleurer les roches métamorphiques au sein des roches ultramafiques et par le développement d'une schistosité orientée N-S. Sur le terrain, l'interaction entre les différentes phases de plissement forme un motif d'interférence s'apparentant à une figure en «dômes et bassins» (photo 27). Au coeur du synclinal le plus au nord, on retrouve des sédiments conglomératiques surmontés par des argilites à cailloux. Les axes de pli mesurés sur le terrain plongent en moyenne soit de 10° vers l'ouest ou de 10° à 50° vers l'est (photos 28 et 29). La lentille située juste au sud montre les mêmes caractéristiques structurales mais l'orientation des structures reliées à D_3 y est plutôt ESE.

La bande de roches métamorphiques la plus au SE est orientée $N330^\circ$ et le rubanement suit cette orientation générale. En carte, la lentille apparaît plissée mais l'interprétation structurale sur la base des projections stéréographiques est difficile à cause du manque de données, mais semble tout de même faire ressortir ce pli plongeant vers le NO (retour figure 4.6). Quelques plis métriques P_3 , plongeant d'environ 60° vers le NO sont visibles sur le terrain, ces plis sont déversés vers le SO. La fabrique acadienne D_4 est peu pénétrative et, lorsque présente, forme un clivage de crénulation sub-vertical orienté NNE à NE. L'intersection entre cette fabrique et le rubanement métamorphique est une linéation plongeant d'une vingtaine de degrés vers le NNE, concordante avec l'antiforme régional acadien.

4.4. SYNTHÈSE

Les travaux de cartographie et d'analyse structurale ont permis de démontrer que ; 1- les roches métamorphiques du Lac Brompton sont en contact cisailé avec l'ophiolite sus-jacente, 2-ce contact est plissé par les phases de déformations D_3 et D_4 de la région. 3-Le contact de l'ophiolite et des roches métamorphiques avec les roches sédimentaires du Mélange de St-Daniel est dépositionnel sur la base de plusieurs observations de terrain. 4-Le Complexe ophiolitique du Lac Brompton a été soumis à trois phases de déformations distinctes, les principaux éléments structuraux retrouvés dans les unités rocheuses de la région du Lac Brompton se résument selon l'ordre chronologique suivant, du plus âgé au plus jeune:

- 1- Schistosité, rubanement métamorphique et linéation minérale avec plis intrafoliaux principalement développés dans les roches métamorphiques (D_{1-2}).
- 2- Plis serrés et failles visibles dans toutes les unités lithologiques (D_3). La vergence apparente des plis varie du SE au SO et ils sont localement associés à une schistosité de plan axial ou un clivage de crénulation.
- 3- Schistosité sub-verticale orientée NNE-SSO développée surtout dans les roches ultramafiques et associée à un pli acadien plongeant vers le NNE à NE, (D_4).
- 4- Déformations cassantes d'âge inconnu avec formation locale de brèche cataclastique.

PLANCHE PHOTOGRAPHIQUE VII



Photo 19

Brèche cataclastique formée dans les roches métamorphiques. Le contact avec les roches ultramafiques se trouve à quelques mètres de cette brèche.



Photo 20

Contact entre les roches ultramafiques et les roches métamorphiques. Le cisaillement des roches ultramafiques est bien visible.

PLANCHE PHOTOGRAPHIQUE VIII

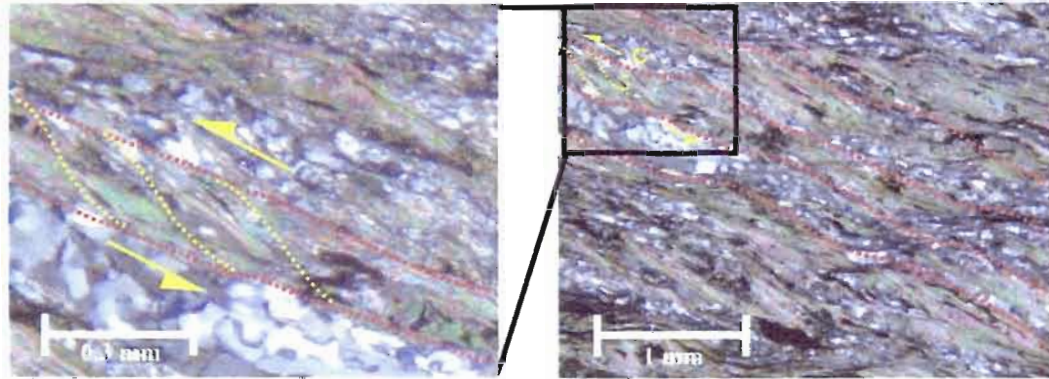


Photo 21

Fabrique métamorphique ($D_{1,2}$) visible en lame mince dans une roche métasédimentaire. La fabrique métamorphique (pointillés jaunes et rouges) forme des structures en C/S.



Photo 22

Plis intrafoliaux $P_{1,2}$ avec un épaississement aux charnières.



Photo 23

Charnière de pli P_3 dans un metabasalte.

PLANCHE PHOTOGRAPHIQUE IX

Les points de vue des photos présentées ci-bas sont localisés sur la figure 4.5 par le symbole ▲ et leur numéro.

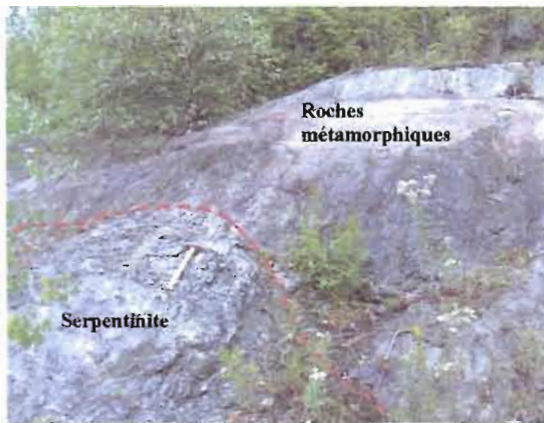


Photo 24

Contact entre les roches ultramafiques cisailées et les roches métamorphiques.



Photo 25

Contact faillé entre des grès et l'ophiolite. La zone de faille est développée principalement dans les serpentinites.

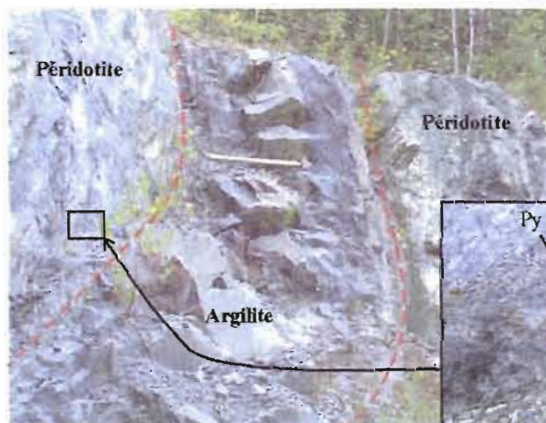


Photo 26

Lentille faillée d'argillite à l'intérieur des roches ultra-mafiques.



En bas à droite, vue rapprochée du contact. De la pyrite est formée à l'interface entre les deux unités.

PLANCHE PHOTOGRAPHIQUE X



Photo 27

Motif d'interférence en dômes et bassins entre les différentes phases de plis P_3 et P_4 .



Photo 28

Plis P_3 en M dans les roches métamorphiques.



Photo 29

Plis P_3 en S dans les roches métamorphiques.

CHAPITRE V

CARACTÉRISATION GÉOCHIMIQUE

5.1. INTRODUCTION

Des analyses géochimiques sur roche totale ont été réalisées afin de déterminer l'origine du ou des protolithes des roches métavolcaniques.

Tel que mentionné précédemment, plusieurs types de roches volcaniques sont présents dans les Appalaches du sud du Québec et du nord-est des États-Unis : dans la zone de Dunnage, 1-Les boninites des complexes ophiolitiques de Thetford Mines, d'Asbestos et du Lac Brompton sont attribuées à du volcanisme de supra-subduction (Laurent et Hébert, 1989 ; Olive, Hébert et Loubet, 1997 ; De Souza *et al.*, 2006) 2-Les basaltes du Complexe ophiolitique du Mont Orford sont attribués à un environnement d'arc volcanique (Harnois et Morency, 1989; Huot, Hébert et Turcotte, 2002). Dans la zone de Humber ; 3- Les basaltes alcalins de la Formation de Tibbit Hill sont des séries volcaniques de rift cambrien (Pintson, Kumarapeli et Morency, 1983 ; Abdel-Rahman *et al.*, 1999), et 4-les tholéiites du Groupe de Caldwell représentent la transition rift-drift de l'océan Iapétus (Bédard et Stevenson, 1999).

Plus au sud dans l'état du Vermont, d'autres roches volcaniques sont interprétées comme des vestiges de l'ouverture de l'océan Iapétus au Protérozoïque Tardif - Cambrien Inférieur. Elles sont présentes dans les formations de Pinnacle, Underhill, Hazen Notch, Pinney Hollow et Stowe. (Coish, 1997). Ces formations représentent différents stades de l'ouverture de Iapétus, de la mise en place des dykes lors de l'initiation du rift (Coish et Sinton, 1992; Badger, 1994) à la mise en place de volcanisme intraocéanique (Coish *et al.* 1986).

Les roches métavolcaniques du Lac Brompton peuvent donc, à priori, appartenir au Complexe ophiolitique du Mont Orford, au Complexe ophiolitique du Lac Brompton, à la paléomarge de Laurentia ou encore au paléo océan Iapétus. Afin de discriminer l'origine de ces roches métamorphiques, il est essentiel d'en caractériser la signature géochimique et de les contraster avec d'autres séries volcaniques des Appalaches. La géochimie des éléments majeurs et traces permet aussi une caractérisation paléotectonique basée sur la composition de séries basaltiques (tholéiitique, alcaline, calco-alcaline) et sur la nature présumée de la source des magmas. Malgré le poly-métamorphisme de la région du Lac Brompton, il est possible de considérer les analyses comme représentant la composition initiale des basaltes, du moins pour les éléments immobiles tels que les HFSEs (high field strength elements) et les terres rares (Floyd et Winchester, 1978 ; Humphris et Thompson, 1978). La nature des protolithes des roches métavolcaniques a été déterminée avec deux diagrammes de Winchester et Floyd (1977) utilisant, dans le premier cas les éléments majeurs $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs SiO_2 et dans le second cas, les éléments traces Zr/TiO_2 vs Nb/Y . Afin de discriminer les environnements paléotectoniques, les diagrammes binaires Cr vs Y (Pearce, 1982) et Zr/Y vs Zr (Pearce et Norry, 1979) et les diagrammes ternaires $\text{Nb}_2 - \text{Zr}/4 - \text{Y}$ (Meschede, 1986) et $\text{Y}/15 - \text{La}/10 - \text{Nb}/8$ (Cabanis et Lecolle, 1989) ont aussi été utilisés.

5.2 TECHNIQUES ANALYTIQUES

Six échantillons de metabasaltes du Lac Brompton ont été sélectionnés pour analyse. Ceux-ci ont d'abord été observés au microscope afin de n'utiliser que les échantillons les plus frais ne montrant pas d'évidence d'altération secondaire. Tous ces échantillons sont des roches vertes rubanées à hornblende-épidote-plagioclase. Les analyses réalisées par ICP-MS et ICP-AES selon le cas (voir ci-dessous) ont été effectuées au laboratoire de l'INRS-ETE (Institut national de la recherche scientifique Eau-Terre-Environnement). Les éléments majeurs et mineurs tels que les oxydes et S, As, Ba, Cd, Co, Cr, Cu, Ni, Sc, Sr, V, Zn et Pb ont été analysés par ICP-AES (Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometry). Les terres rares ainsi que Rb, Y, Zr Nb, Hf, Ta, Th et U, ayant des concentrations plus faibles

ont été analysés par ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry). Les analyses géochimiques sur roche totale sont présentées dans l'appendice D. Les limites de détection analytique pour ces deux méthodes sont variables (voir l'appendice E pour les limites de détection). Les données ont ensuite été normalisées aux chondrites avec les valeurs de Anders et Grevesse (1989) puis traitées sur différents diagrammes binaires et ternaires connus afin de retracer la nature et les environnements paléotectoniques du ou des protolithes.

Dans cette étude, les échantillons analysés montrent des distributions cohérentes sur les différents diagrammes discriminants utilisés et des signatures géochimiques cohérentes avec les environnements paléotectoniques présumés. Il est donc justifié de considérer ces échantillons comme n'ayant pas subi de remobilisation majeure des terres rares et des HFSEs, principaux éléments utilisés pour la caractérisation des différentes séries volcaniques.

5.3 GÉOCHIMIE DES ÉLÉMENTS MAJEURS

Les roches ont une teneur en SiO_2 de 46,5% à 48%, des valeurs légèrement inférieures aux basaltes tholéitiques typiques (Le Maître, 1976 ; Condie, 1993 ; Winter, 2001). Les teneurs en K_2O sont variables d'un échantillon à l'autre, de 0,05% à 2,07% suggérant une certaine remobilisation post-magmatique de cet oxyde. Il semble en être de même pour le CaO qui montre une distribution des teneurs entre 8,2% à 15,4%. Les teneurs en Al_2O_3 , Na_2O et FeO_t sont plus constantes et varient respectivement entre, 13% à 15%, 2,39% à 3,63%, et 10,3% à 11,9%. Le contenu en TiO_2 se situe entre 1,41% et 2,15%. Dans la classification IUGS des roches volcaniques de Le Maître *et al.* (1989) (figure 5.1), tous les échantillons tombent dans le champ des basaltes, près de la limite entre le champ alcalin et sub-alcalin.

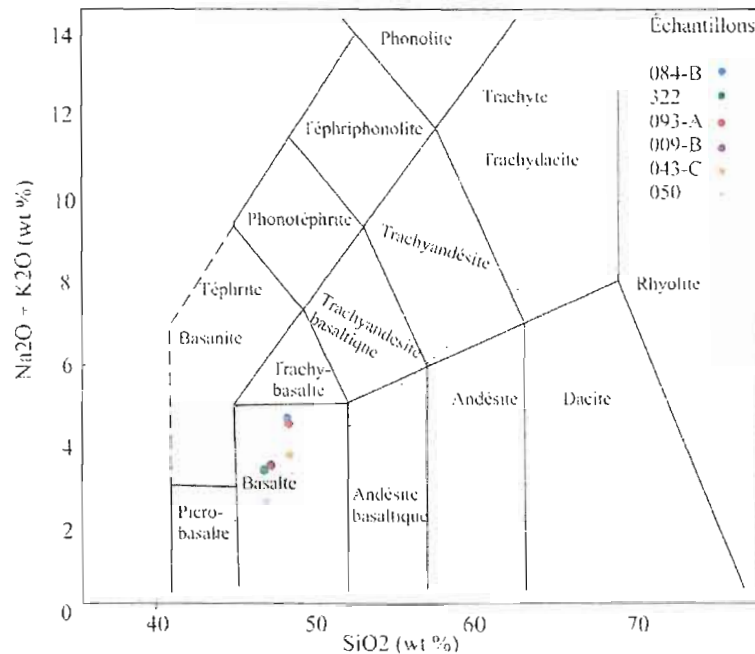


Figure 5.1

Diagramme discriminant tiré de Le Maître *et al.* (1989) (classification IUGS des roches volcaniques). Le trait en pointillé sépare les domaines alcalins (haut) et sub-alcalins (bas) selon Mac Donald 1968.

5.4 GÉOCHIMIE DES ÉLÉMENTS MINEURS ET EN TRACES

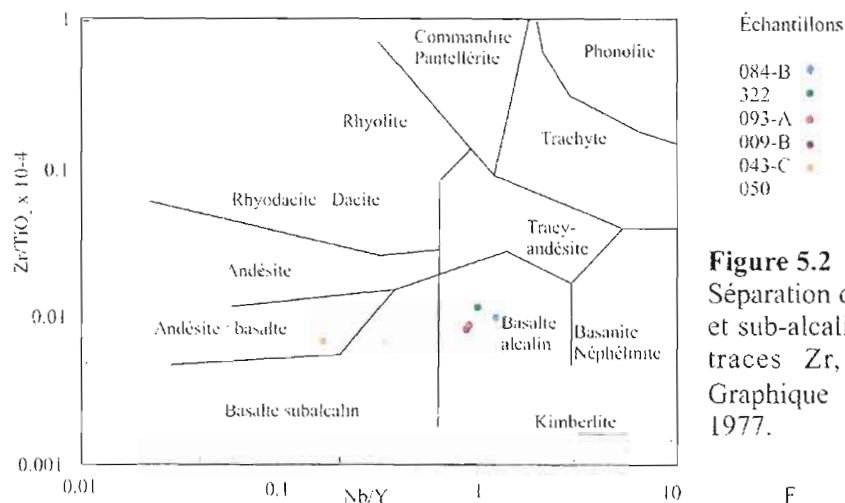
5.4.1 Diagrammes de discrimination paléotectonique

Les éléments mineurs et les éléments traces ont été mesurés afin de mieux définir l'affinité magmatique et paléotectonique des metabasites du Lac Brompton car ils sont moins sensibles à l'altération et au métamorphisme. Dans un graphique de Zr/TiO_2 en fonction de Nb/Y de Winchester et Floyd (1977), les éléments mineurs et traces mettent en évidence deux types de basaltes différents; un premier type alcalin (type 1) (éch. 084-B, 322, 093-A et 009-b) et un second, de type sub-alcalin (type 2) (éch. 043-C et 050). Dans les basaltes de type 1, l'affinité alcaline soulignée par les éléments majeurs est confirmée par l'analyse des éléments traces et immobiles. Les basaltes de type 2 comprenant deux échantillons, se situent dans le champ des basaltes sub-alcalins sur la figure 5.2 et plus

précisément dans le champ des basaltes tholéiitiques une fois placés dans un diagramme ternaire AFM pour basaltes sub-alkalins (figure 5.3).

Sur les différents diagrammes de discrimination paléotectonique présentés aux figures 5.4, 5.5, 5.6 et 5.7, la distribution des résultats d'analyse appuie l'existence de deux types de basaltes au sein des roches métamorphiques du Lac Brompton. Dans le graphique Cr vs Y (Pearce, 1982), tous les échantillons occupent le champ conjoint des basaltes intraplaques (BIP) et des MORBs (figure 5.4). Dans un graphique Zr/Y vs Zr (Pearce et Norry, 1979) (figure 5.5) et un diagramme ternaire Zr-Nb-Y (Meschede, 1986) (figure 5.6) les échantillons de type 1 tombent tous dans le champ des basaltes intraplaques, ce qui est cohérent avec l'affinité alcaline de ces roches. Les basaltes de type 2 se démarquent des précédents et tombent dans le champ des basaltes de ride océanique (MORB) concordant avec leur affinité plutôt tholéiitique. Les deux échantillons de basaltes se trouvant dans le type 2, c'est-à-dire les MORBs, semblent cependant montrer quelques différences l'un par rapport à l'autre dans les diagrammes discriminants. L'échantillon 043-C, sur la figure 5.6, se rapproche plus du champ basalte de ride océanique (N-MORB) tandis que l'échantillon 050 se trouve dans le champ des basaltes dit de plume océanique (P-MORB) ou les basaltes dits enrichis (E-MORB). La différenciation des deux types de basalte est aussi démontrée par le diagramme ternaire Y/15-La/10-Nb/8 (Cabanis et Lecolle, 1989) discriminant les domaines d'arc volcanique (subduction), continental (intraplaque) et océanique (ride océanique) (figure 5.7). Les basaltes de type 1 sont dans le champ continental « basaltes alcalins de rift intracontinental » et les basaltes de type 2 dans le domaine océanique des MORBs.

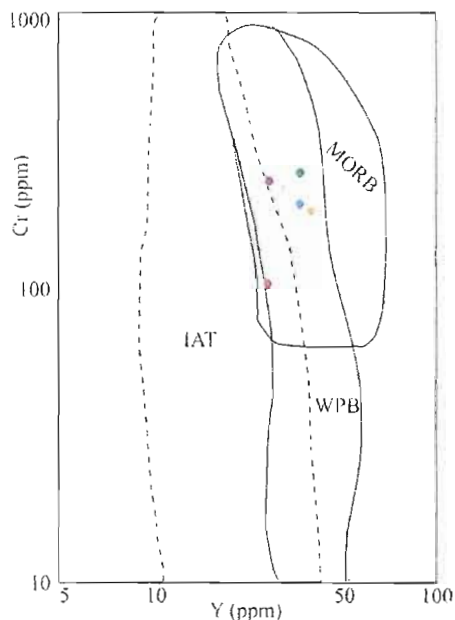
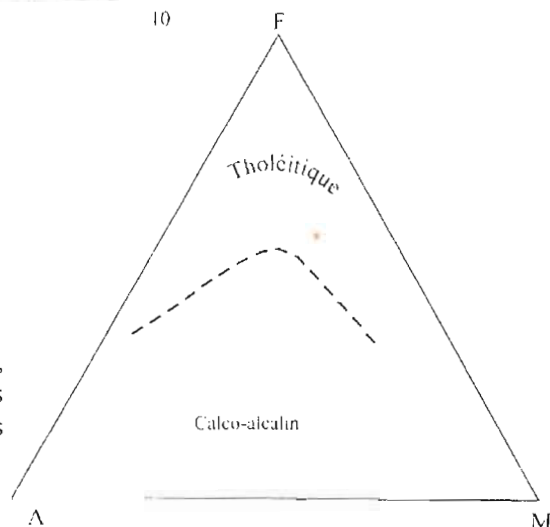
Le graphique $Zr/4$ vs Zr/Nb de Menzies et Kyle (1990) indiquant la source des basaltes permet de séparer les deux types de metabasalts du Lac Brompton selon leur source; les basaltes de type 1 sont de source enrichie tandis que ceux du type 2 se situent dans les T-MORB et les N-MORB.

**Figure 5.2**

Séparation des domaines alcalin et sub-alcalin avec les éléments traces Zr, TiO_2 , Nb et Y. Graphique tiré de Winchester 1977.

Figure 5.3

Les deux échantillons de type 2 (sub-alcalin), sont d'affinité tholéitique. Les autres échantillons ne sont pas représentés car ils sont alcalins.

**Légende**

MORB :basalte de ride océanique
IAT :tholéite d'arc volcanique
WPB :basalte intraplaque

Figure 5.4

Diagramme de discrimination paléotectonique qui sépare les environnements d'arc insulaire, de ride océanique et continental intraplaque (Pearce 1982).

Échantillons

084-B
322
093-A
009-B
043-C
050

Figure 5.5

Tiré de Pearce et Norry 1979, diagramme de discrimination paléotectonique discriminant les basaltes d'arc, intraplaques et les MORBs. Le type 1 correspond à des basaltes intraplaques, le type 2 à des MORBs.

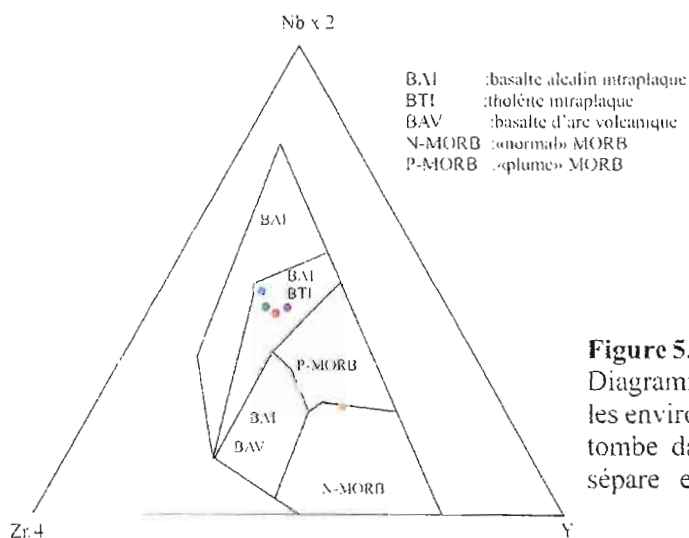
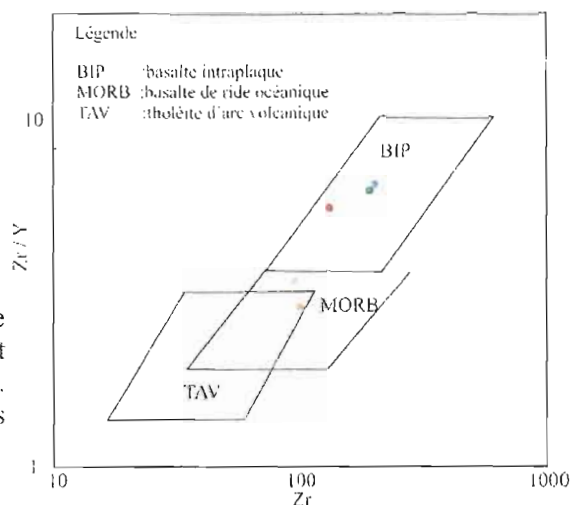
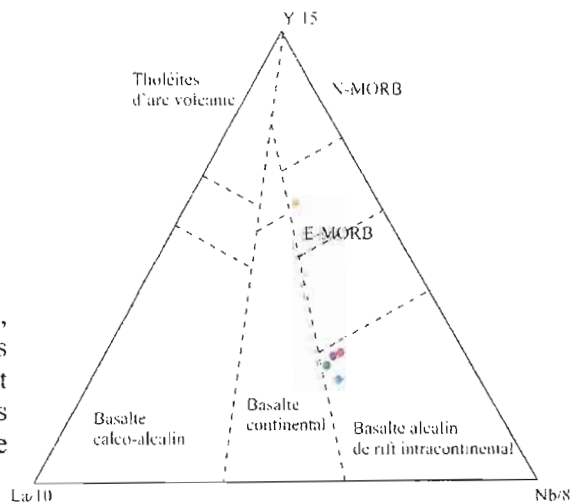
**Figure 5.6**

Diagramme ternaire mettant en évidence les environnements tectoniques. Le type 1 tombe dans les BIPs mais le type 2 se sépare en P-MORB et en N-MORB.

Figure 5.7

Tiré de Cabanis et Lecolle (1989), diagramme ternaire différenciant les domaines de basalte d'arc, continental et océanique. Le type 1 correspond à des basaltes alcalins de rift intracontinental, le type 2 à des E-MORB.



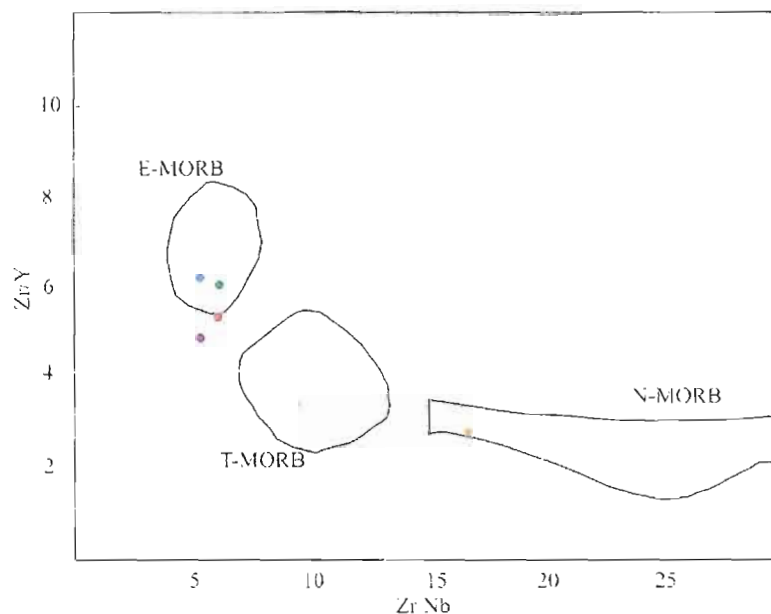


Figure 5.8

Graphique permettant de caractériser la source des basaltes. Les échantillons de type 1 ont une source enrichie E-MORB et les échantillons de type 2 sont de source T-MORB et N-MORB. Graphique tiré de Menzies et Kyle (1990).

5.4.2 Spectres multiélémentaires et de terres rares

Les metabasaltes sont enrichis en terres rares, particulièrement en terres rares légères (50-100X chondrite), et autres éléments incompatibles tels que Th, Nb, Zr, Hf et Ti. Les différents profils de terre rare et multiéléments permettent de distinguer les deux types de metabasaltes présents au Lac Brompton (figure 5.9). Le premier type correspond aux basaltes alcalins. Les profils montrant une forte pente négative sont très enrichis en terres rares légères, les teneurs tendent toutefois à s'aplanir vers les terres rares lourds. Les valeurs maximales de La sont de 100X chondrite pour l'échantillon 084B et de 61X chondrite pour l'échantillon 093-A. Les concentrations en terres rares lourds sont plus homogènes et se situent entre 13X et 20X. Les basaltes du type 1 ont des rapports La/Lu qui varient entre 45,2 à 69,6. Les basaltes de type 2 sont moins enrichis que ceux du type 1 et ont un profil relativement plat à légèrement négatif. L'échantillon 050 est enrichi jusqu'à 35X chondrite et l'échantillon 43-C jusqu'à 23X chondrite en terres rares légères mais leur concentration en terres rares lourds est

semblable au type 1. Les rapports La/Lu sont respectivement de 10,6 et 23,1 pour ces basaltes tholéïtiques, les valeurs La/Lu des basaltes de type 2 sont donc nettement inférieures à celles des basaltes de type 1.

Les spectres multiéléments corroborent les résultats montrés par les profils de terres rares (figure 5.10). Les teneurs de Ba, Th et Nb sont dispersées mais ces éléments sont susceptibles d'être remobilisés lors de l'altération hydrothermale et du métamorphisme (Humphris et Thompson, 1978 ; Floyd et Winchester, 1978). Mais de façon générale, les données sont cohérentes et permettent la distinction entre les basaltes alcalins de type 1 et les basaltes tholéïtiques de type 2.

Les profils de terres rares et les spectres multiéléments appuient l'affinité géochimique de chaque type de basaltes déterminé avec les diagrammes discriminants. Les basaltes alcalins de type 1 ont un profil de terre rare semblable à un profil de basaltes continentaux typiques (Hooper et Hawkesworth, 1993) (figure 5.11). Ces derniers sont caractérisés par leur enrichissement en éléments incompatibles versus leur appauvrissement en éléments compatibles (Winter, 2001). À l'instar des basaltes alcalins, les basaltes d'affinité tholéïtique sont plutôt semblables à des MORBs tholéïtiques typiques (Sun et McDonough, 1989) bien que plus enrichis que des N-MORB (figure 5.12). Les N-MORB sont normalement caractérisés par une pente positive des terres rares ce qui traduit une source appauvrie en éléments incompatibles tandis que les E-MORB montrent plutôt un enrichissement en éléments incompatibles. Dans ce cas, il est possible que les metabasites tholéïtiques du Lac Brompton ayant un patron de terres rares plat, représentent un intermédiaire entre les deux sources. La différence peut s'expliquer par un environnement plutôt transitionnel entre rift continental et MORB plutôt qu'un environnement océanique de ride mature tel qu'observé aujourd'hui dans l'océan Atlantique.

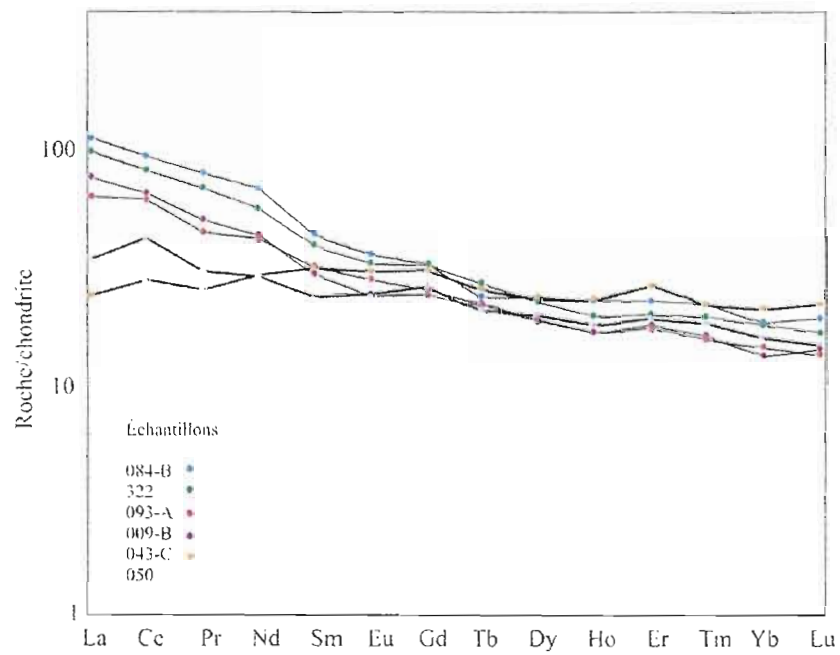


Figure 5.9
Diagramme de terres rares. Les traits en gras représentent les basaltes de type 2.

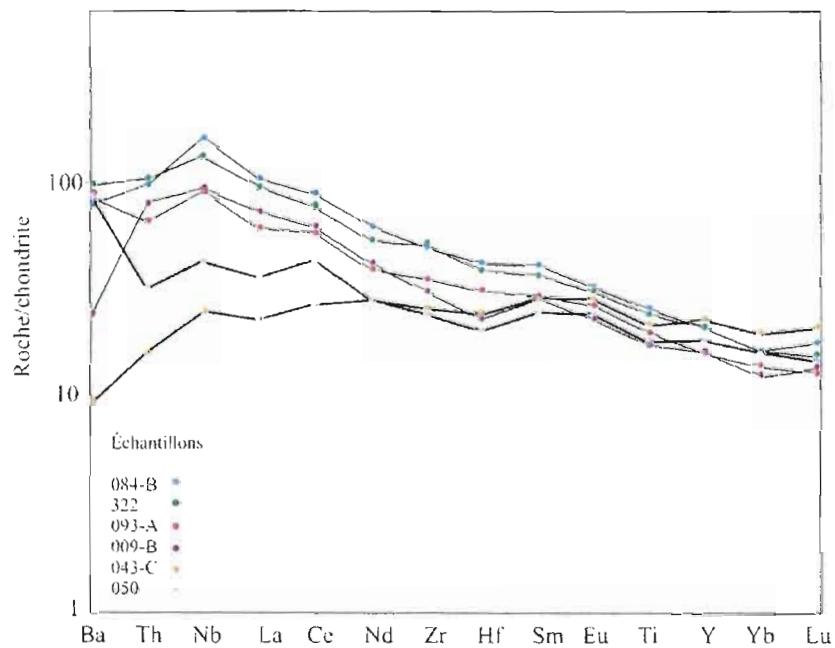


Figure 5.10
« Spectre multiéléments ». Les traits en gras représentent les basaltes de type 2.

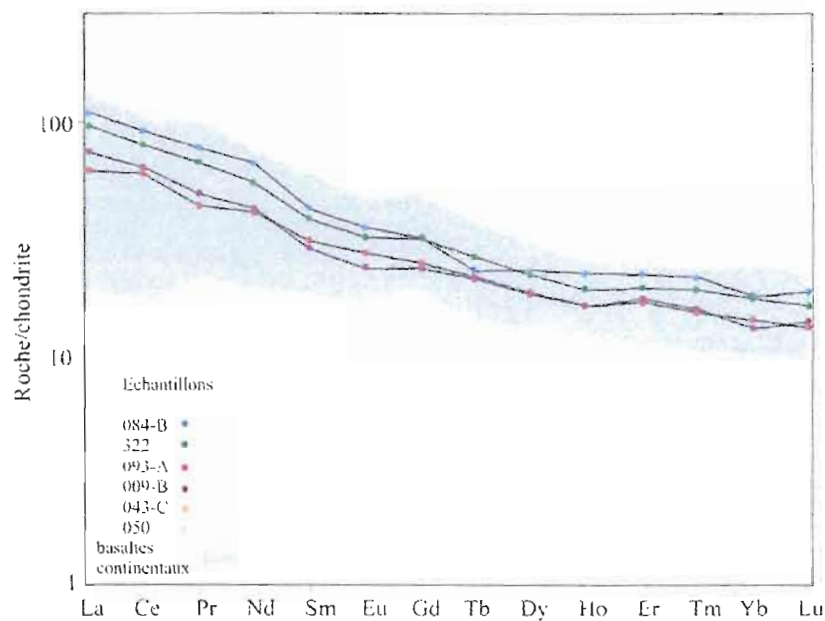


Figure 5.11

Diagramme de terres rares. Comparaison entre les profils des metabasites de type 1 (alcalins) et des basaltes continentaux typiques (Hooper et Hawkesworth, 1993)

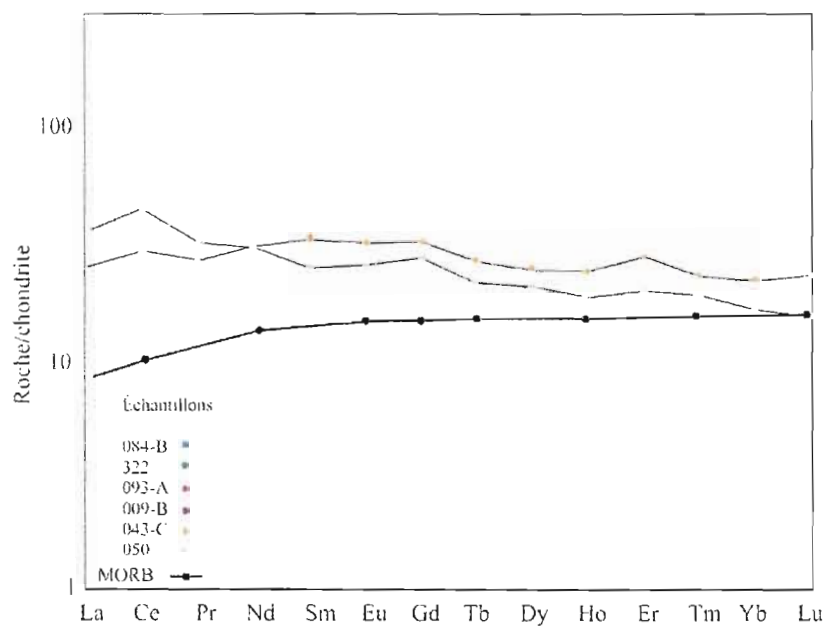


Figure 5.12

Diagramme de terres rares. Comparaison entre les profils des metabasites de type 2 (tholéiitiques) et des basaltes MORBs typiques (Sun et McDonough, 1989)

5.5 SYNTHÈSE

L'ensemble des données recueillies par les analyses géochimiques permet de reconnaître deux types de basaltes à titre de protolithe pour les roches métamorphiques du Lac Brompton; les basaltes de type 1 représentant des basaltes alcalins et les basaltes de type 2, des basaltes sub-alcalins d'affinité tholéitique. Les basaltes de type 1 sont très enrichis en terres rares et occupent le champ des basaltes intraplaques dans les diagrammes discriminants. Les basaltes de type 2 sont moins enrichis et correspondent géochimiquement à des MORBs. Sur la figure 5.12, les échantillons de type 1 tombent tous dans le champ E-MORB, cela implique l'apport d'une source profonde enrichie, cohérente avec la formation de basaltes alcalins intraplaques.

Pour le type 1, l'ensemble des résultats pointe donc vers un environnement de type rift intra-continental. La présence d'une source profonde est consistante puisque le rifting, qu'il soit passif ou actif, est systématiquement associée à des phénomènes de plumes mantelliques, ce qui amène un apport du manteau profond enrichi, dans un contexte de divergence de plaques tectoniques (Winter, 2001). De plus, le volcanisme de rift sera communément associé à des roches de nature alcaline dans les premiers stades de son développement. Le fait que les basaltes de type 2 tombent dans le champ T-MORB et dans le champ N-MORB corrobore l'hypothèse selon laquelle les échantillons 043-C et 050 font partie d'un environnement intermédiaire entre le domaine continental de rift et le domaine océanique de ride. Cet environnement est appuyé par des profils de terres rares aplatis, légèrement plus enrichis que celui des N-MORBs typiques.

CHAPITRE VI

DISCUSSION

Au début des travaux, certaines questions ont été soulevées concernant les roches métamorphiques du Lac Brompton, à savoir, quelles ont été les conditions de pression et de température du métamorphisme? Quelle est la position structurale de ces roches au sein du Complexe ophiolitique du Lac Brompton? Quelle est la nature des protolithes? La caractérisation pétrographique, métamorphique, géochimique et structurale de ces roches permet les réponses aux questions suivantes (1) Quelles sont les conditions de pression et de température atteintes par les roches métamorphiques? Les conditions n'ont pu être déterminées précisément dû à l'absence de géothermobaromètres reconnus mais semblent correspondre au faciès amphibolite, les conditions minimales de pression et température réalistes sont 5Kbar et 550° et les conditions maximales sont limitées aux limites supérieures du faciès amphibolite. (2) Quelle est la position structurale de ces roches au sein du Complexe ophiolitique du Lac Brompton? Les roches métamorphiques sont structuralement situées à la base du complexe et sont localement en contact dépositionnel avec les roches sédimentaires du Mélange de St-Daniel sus-jacentes. (3) Quelle était la nature des roches métavolcaniques avant le métamorphisme? Les roches métavolcaniques sont divisées en deux types, les basaltes alcalins et les basaltes tholéiitiques dans lesquels sont interlitées de minces lentilles de roches métasédimentaires, probablement des grès quartzo-feldspathiques et des argilites.

6.1 MÉTAMORPHISME

Les observations et l'analyse du métamorphisme peuvent-elles vraiment indiquer la nature précise de ce métamorphisme afin d'établir si ces roches représentent un lambeau de la zone de Humber interne ou forment une semelle métamorphique d'obduction? Certaines observations faites sur le métamorphisme favorisent de fait l'hypothèse de la semelle d'obduction. Primo, les conditions de pression et de température au faciès amphibolite qui caractérisent les roches métamorphiques du Lac Brompton ne sont pas communes dans la zone de Humber interne et sont restreintes à l'amphibolite d'Athabasca et aux parties extrêmes sud des Schistes de Sutton vers la frontière avec le Vermont, le faciès métamorphique normalement atteint dans la zone de Humber étant schiste vert à localement amphibolite à albite-épidote (Birkett, 1981). Le faciès amphibolite à amphibolite supérieur est par contre commun dans les semelles d'obduction des ophiolites tel qu'observé à Thetford Mines et au Mont Albert en Gaspésie (Clague, Rubin et Brackett 1981 ; Fenninger, 1981 ; Jamieson, 1986 ; O'Beirne, Jamieson et Gagnon, 1990). Secondo, des variations de faciès métamorphique (schiste vert à amphibolite) sur de courtes distances sont présentes au sein des roches métamorphiques du Lac Brompton ; dans les bandes de 200-250 mètres de largeur les conditions de pression et température varient du faciès schiste vert au faciès amphibolite. Il s'agit d'un phénomène typique des semelles d'obduction où se développe un gradient de métamorphisme inverse sur des épaisseurs inférieures à quelques centaines de mètres (Williams et Smyth, 1973 ; Malpas, Stevens et Strong, 1979 ; Searles et Malpas, 1982 ; Jamieson, 1980, 1986).

Cependant, un problème posé par les roches métamorphiques du Lac Brompton, est que le gradient métamorphique inverse y est difficile à démontrer. La cartographie montre bien la présence de différents faciès métamorphiques, de schiste vert à amphibolite, mais il n'y a aucune continuité dans ces faciès. La figure 6.1 montre une série de coupes pseudo-stratigraphiques de différentes semelles d'obduction des Appalaches (Thetford Mines et Mont Albert) comparées à celle du Lac Brompton. Les coupes soulignent la cohérence de ces semelles métamorphiques par rapport à une distribution plus chaotique des roches de la semelle du Lac Brompton. Il semble aussi que la coexistence de roches du faciès amphibolite supérieur (Hbl + Grt + Px) et du faciès schiste vert (Chl + Ép) qui est commune dans les

semelles d'obduction n'est que localement présente au Lac Brompton, le faciès dominant des roches métamorphiques étant celui d'amphibolite à albite-épidote.

L'absence de faciès métamorphique de haut grade et l'aspect «anarchique» de la semelle métamorphique du Lac Brompton peut alors résulter de deux phénomènes : le premier a trait au métamorphisme lui-même lors de l'obduction, ce dernier étant possiblement produit lorsque l'ophiolite chevauchait la marge continentale (démonstré par la nature alcaline des basaltes de type 1). L'ophiolite est alors plus froide et ne contient pas assez de chaleur résiduelle pour produire un métamorphisme de très haut grade. La deuxième explication possible est plutôt le résultat d'un contexte structural complexe et d'une surface d'érosion atteignant la semelle d'obduction. Dans un premier temps l'érosion majeure qui a succédé l'orogénie Taconienne est démontrée par la présence de conglomérats sur la semelle métamorphique. L'érosion de cette semelle semble assez conséquente car cette dernière n'a qu'une épaisseur maximale de 200-250m en comparaison aux 800m de l'amphiolite de Belmina Ridge à Thetford Mines (Clague, Rubin et Brackett, 1981 ; Fenninger, 1981) ou aux 500m de l'amphibolite du Diable au Mont Albert (O'Beirne, Jamieson et Gagnon, 1990). La semelle est aussi intensément plissée lors d'événements qui ont succédé l'orogénie Taconienne, soit lors de l'épisode rétrochevauchant et de l'orogénie Acadienne, ce qui rend difficile la reconnaissance d'un gradient de métamorphisme inverse.

Malgré les quelques différences entre les roches métamorphiques du Lac Brompton et une semelle d'obduction typique, il est ici proposé que le métamorphisme de ces roches s'est produit dans un contexte d'obduction.

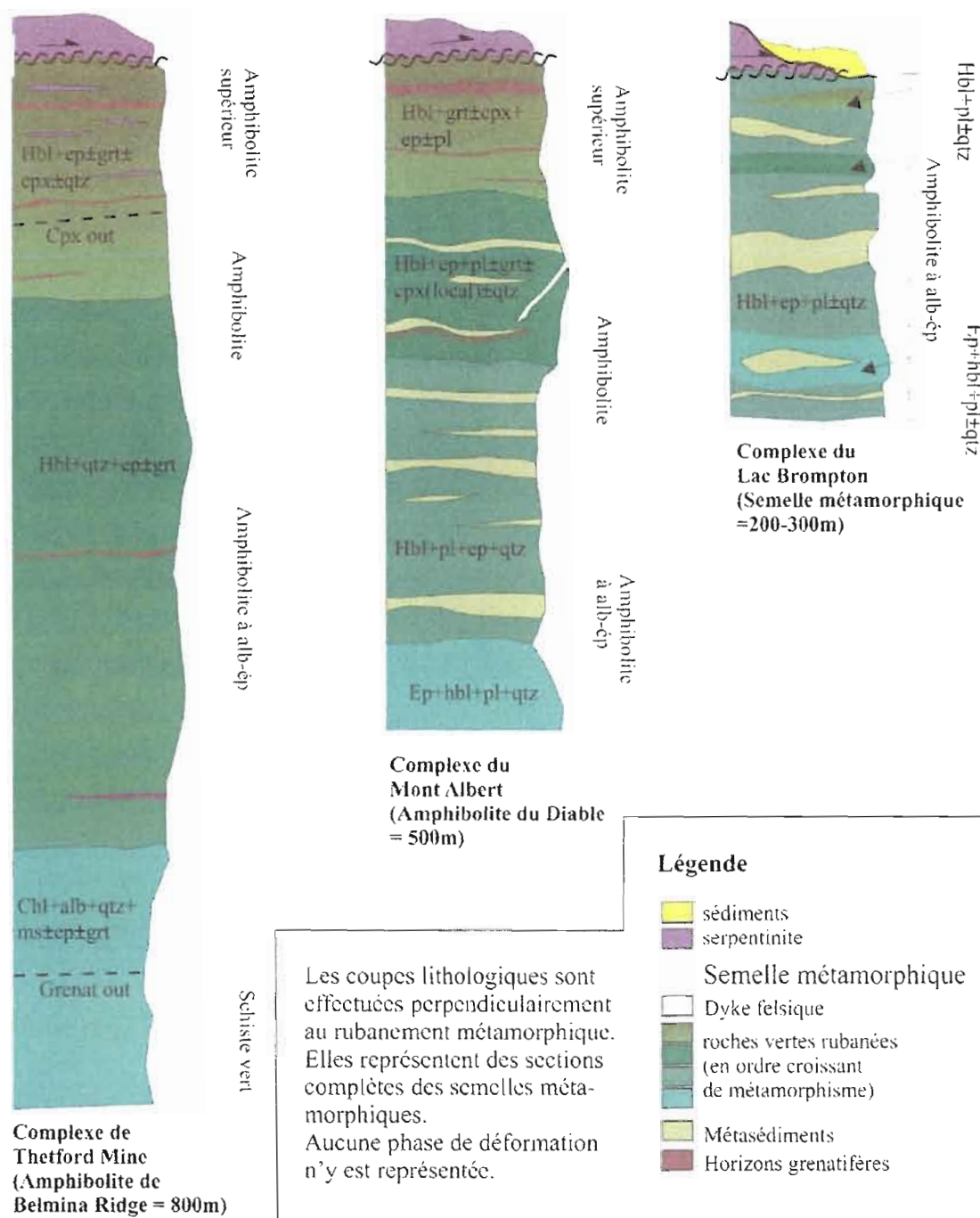


Figure 6.1

Coupes schématiques de différentes semelles d'obduction dans les Appalaches (Thetford Mines et Mont Albert) et des roches métamorphiques du Lac Brompton.

6.2 STRUCTURE

Les observations faites sur les différents contacts lithologiques et les différents éléments structuraux au Lac Brompton ont non seulement permis de mieux comprendre la position structurale qu'occupent les roches métamorphiques dans la région, mais aussi d'établir la chronologie des événements de sédimentation, de juxtaposition et de déformation de ces roches.

Il a été mentionné dans le chapitre V qu'il existe trois types de sédiments au Lac Brompton; 1-chert, siltstone et mudstone colorés, 2-conglomérat à clastes ophiolitiques, 3-grès, argilite et argilite à cailloux typiques du Mélange de St-Daniel. Les sédiments de type 1 sont stratigraphiquement situés sous les deux autres types. L'hypothèse est alors que ces sédiments sont associés à une surface d'érosion pré-obduction et représenteraient la paléotopographie du plancher océanique. Dans la région de Thetford Mines, une paléotopographie en horst et grabens a été attribuée aux épisodes d'extension dans la zone avant-arc précédant l'obduction (Schroetter *et al.* 2003). Dans les domaines océaniques actuels, cette topographie en horst et graben est caractéristique de zones tectoniquement actives telle qu'une ride océanique où sont fréquemment exposées des roches de la croûte inférieure ou du manteau ayant été ramenées à la surface à la faveur du jeu de failles normales (Durant *et al.*, 1996). L'existence d'une importante surface d'érosion pré-obduction combinée à une érosion active durant l'obduction pourraient expliquer l'exposition des roches métamorphiques subophiolitiques à la surface au Lac Brompton en comparaison avec Thetford Mines (figure 6.2). À l'opposé, les conglomérats similaires à la brèche de Coleraine se seraient déposés, tel que proposé par Schroetter *et al.* (2006) pour la région de Thetford Mines, dans un bassin syn-collisionnel durant l'exhumation et l'érosion de l'ophiolite à l'orogénie Taconienne et suivi par la sédimentation du St-Daniel typique (argilites et argilites à cailloux intercalées avec des grès).

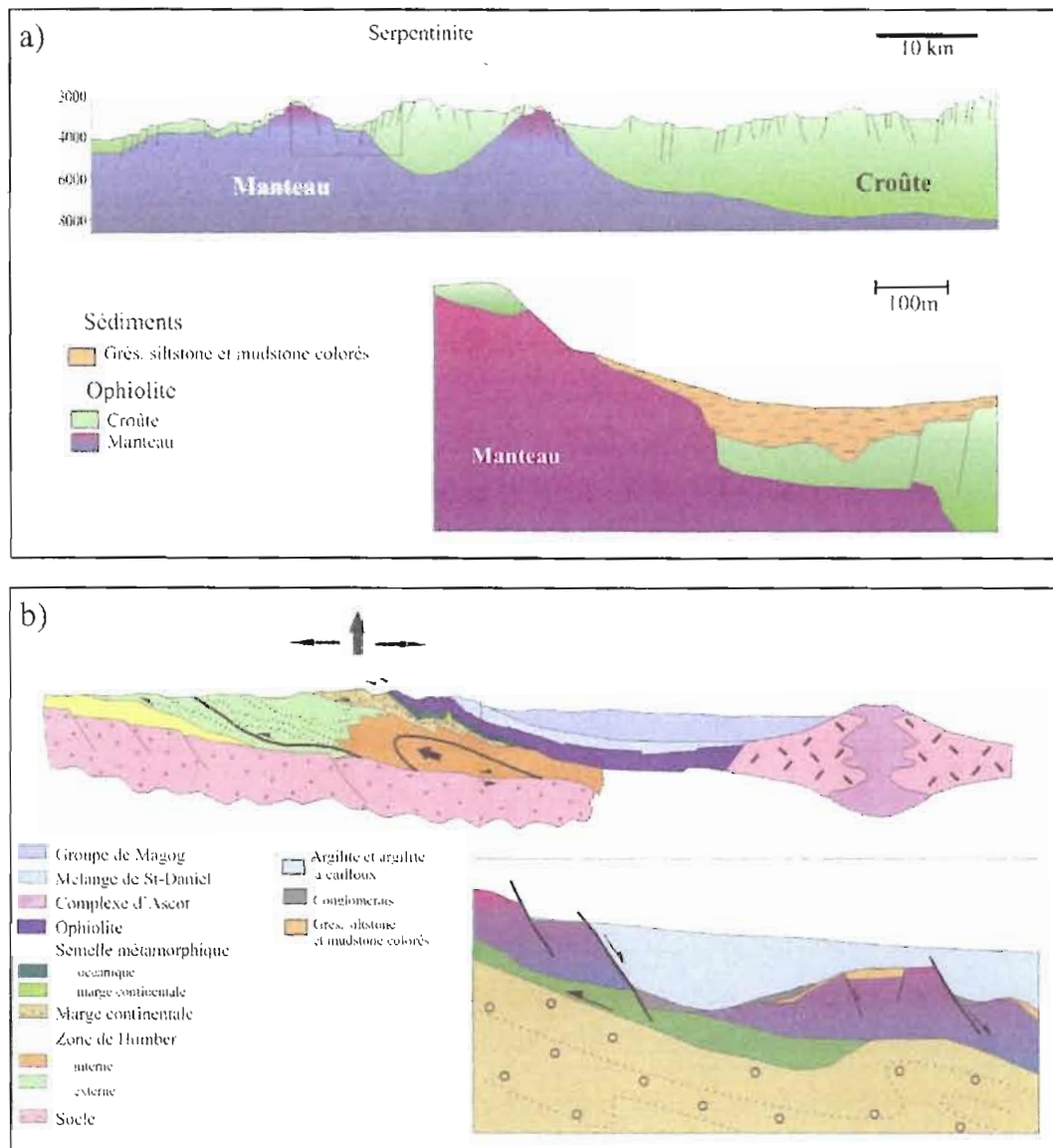


Figure 6.2

a) Schéma modifié de Durant *et al.* (1996) illustrant la topographie des fonds océaniques actuels. Les roches ultramafiques du manteau océanique y sont exposées à la surface à la faveur de failles normales listriques.

b) Schéma modifié de Schroetter *et al.* (2006) illustrant la mise en place des ophiolites au cours de l'orogénie Taconienne. Le jeu des failles normales pendant l'obduction met à jour les roches du manteau et la semelle métamorphique favorisant ainsi une érosion intense et le dépôt de sédiments chaotiques.

La caractérisation structurale permet de mieux comprendre l'origine des roches métamorphiques du Lac Brompton et les différents éléments observés favorisent l'hypothèse selon laquelle ces roches métamorphiques représentent une semelle d'obduction. Trois observations structurales permettent d'arriver à cette conclusion : (1) Le rubanement métamorphique est toujours parallèle au contact avec les roches ultramafiques. (2) Les roches métamorphiques sont situées structuralement sous l'ophiolite et stratigraphiquement sous le Mélange de St-Daniel. (3) Toutes les phases de déformation postdatant le métamorphisme affectent le contact entre l'ophiolite et les roches métamorphiques, ce qui en fait un contact «précoce» dans l'histoire tectonique de la région. Chacun de ces éléments est brièvement discuté ci-dessous.

(1) Le parallélisme entre le rubanement des roches métamorphiques et le contact avec l'ophiolite suggère que ce cisaillement est génétiquement lié au métamorphisme. Par conséquent, ce cisaillement étant à l'origine à la fois de la juxtaposition des unités et à la fois du métamorphisme, ceci implique que le métamorphisme s'est produit dans un environnement dynamique durant l'obduction de l'ophiolite, d'où le nom parfois employé de «semelle dynamométamorphique», (Malpas, Stevens et Strong, 1973 ; Williams et Smyth 1973 ; Woodcock et Robertson 1977 ; Jamieson, 1980 ; Cawood et Suhr, 1992 ; Fergusson et Cawood, 1994).

(2) La faible épaisseur de la série métamorphique et la position structurale des roches métamorphiques par rapport à l'ophiolite du Lac Brompton sont cohérentes avec les relations structurales existant entre les ophiolites et leur semelle d'obduction, ces dernières formant systématiquement de minces feuillets infra-ophiolitiques à la base du complexe ophiolitique (Malpas, Stevens et Strong, 1973; Williams et Smyth, 1973). Cet argument ne réfute cependant pas la possibilité que les roches métamorphiques soient issues de la zone de Humber interne puisque, par définition cette dernière affleure structuralement sous les ophiolites (St-Julien et Hubert, 1975). Par contre, le contact dépositionnel entre les roches métamorphiques et la base du Mélange de St-Daniel démontre clairement que ces roches étaient déjà à leur emplacement actuel avant la sédimentation du St-Daniel.

(3) La juxtaposition tectonique des unités ultramafiques et métamorphiques du Lac Brompton est nécessairement précoce puisque le contact est clairement plissé par D_3 . De plus, les sédiments du Mélange de St-Daniel étant en contact dépositionnel à la fois avec les roches métamorphiques et les roches ultramafiques, la juxtaposition tectonique de ces deux ensembles lithologiques doit précéder la sédimentation. Par conséquent, les roches métamorphiques semblent plutôt avoir été formées dès l'obduction du Complexe ophiolitique du Lac Brompton. Par la suite, l'érosion syn-convergence du prisme orogénique Taconien aura exposé la base de l'ophiolite et les roches métamorphiques sous-jacentes et permis localement la sédimentation du St-Daniel sur ces mêmes roches.

6.3 PROTOLITHES

Les arguments structuraux et métamorphiques ont permis de déterminer l'origine du métamorphisme des roches métavolcaniques et métasédimentaires du Lac Brompton, celui-ci résultant de l'obduction de l'ophiolite sur le continent. Par contre, la nature primaire des metabasites demeurerait inconnue. Les travaux de géochimie ont permis d'établir la nature de ceux-ci, soit des basaltes alcalins et des basaltes tholéitiques. La variété de ces basaltes a permis de les rattacher à deux environnements tectoniques distincts, soit un rift intracontinental et un environnement transitionnel entre rift et ride océanique. Les analyses géochimiques, combinées aux analyses structurales et métamorphiques permettent de clarifier la compréhension de la mise en place des ophiolites.

La présence de basaltes tholéitiques dans la séquence métamorphique (les basaltes de type 2) renforce l'idée que les roches métamorphiques du Lac Brompton sont en fait une semelle d'obduction. Leur composition démontre que le métamorphisme s'est produit, du moins en partie, dans le domaine océanique où a eu lieu l'initiation de l'obduction. Par la suite, ces roches métamorphisées ont été transportées sur la marge continentale sous forme de minces lambeaux sous l'ophiolite. Cette formation des roches métamorphiques correspond exactement au modèle de formation des semelles d'obduction; le métamorphisme se produit lors du détachement intra-océanique qui précède l'obduction (Jamieson, 1980 ; Spray et

Roddick, 1980 ; Feninger 1981 ; Cawood et Suhr, 1992) ou selon un autre modèle, au dessus d'une zone de subduction (Searle et Malpas, 1982 ; Jamieson, 1986 ; Hacker et Mosenfelder, 1996 ; Wakabayashi et Dilek, 2000). De plus, la signature géochimique des metabasites de type 2 rappelle beaucoup celle de l'amphibolite de Belmina Ridge, semelle d'obduction sous l'ophiolite de Thetford Mines (figure 6.3). À l'instar des basaltes tholéitiques, les basaltes de type 1 (les basaltes alcalins) appartiennent plutôt à la marge continentale et ne ressemblent pas aux amphibolites de Belmina Ridge. La présence de lambeaux de basaltes de signature alcaline indique donc que le métamorphisme s'est poursuivi sur la marge continentale et que des lambeaux de roches volcaniques et sédimentaires ont été «arrachés» de la marge continentale et transportés plus loin sur le continent pendant l'obduction.

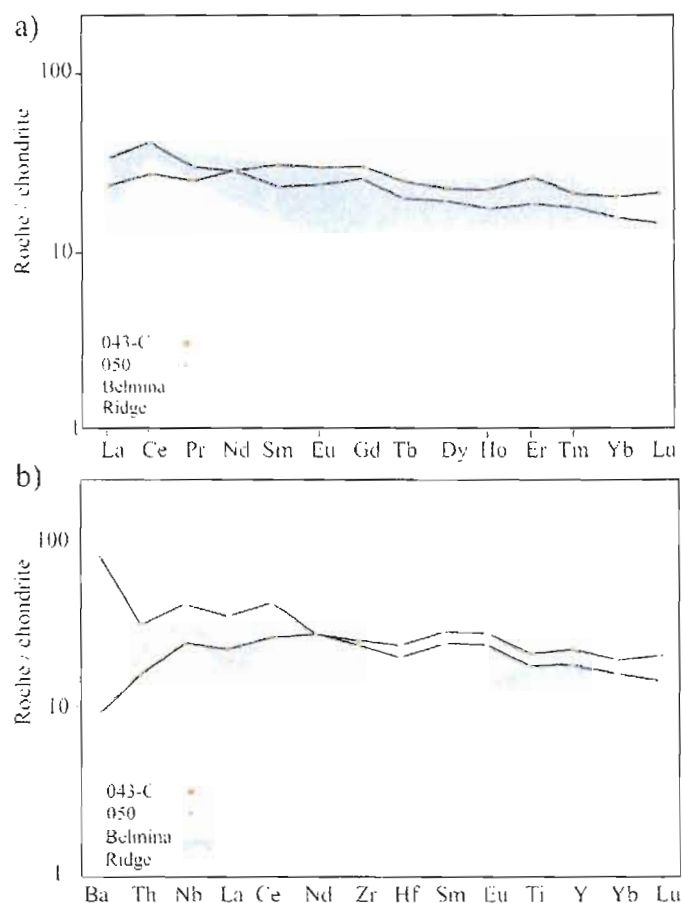


Figure 6.3

Comparaison des spectres de a) terres rares et b) multiéléments des amphibolites de Belmina Ridge (données tirées de Feninger 1981) avec les metabasites du Lac Brompton (type 2)

Les analyses géochimiques faites sur les roches métavolcaniques montrent aussi qu'elles ne sont pas apparentées aux basaltes qui surmontent l'ophiolite du Lac Brompton qui sont boninitiques (De Souza *et al.*, 2006), ni aux basaltes de l'ophiolite du Mont Orford de signature d'arc volcanique (Harnois et Morency, 1989 ; Huot, Hébert et Morency, 2002). La distinction entre les signatures géochimiques des basaltes de la semelle métamorphique et des basaltes qui surmontent l'ophiolite s'explique par le diachronisme entre la mise en place des deux unités volcaniques. Tel qu'exposé plus haut, le protolithe des roches métamorphiques du Lac Brompton est issu d'un environnement de rift intraplaque et d'un environnement de ride océanique. À l'opposé, les roches qui surmontent l'ophiolite du Lac Brompton se sont formées dans une zone de supra-subduction dans un environnement avant-arc, tel que démontré par leur affinité boninitique (De Souza *et al.*, 2006). Il advient que les roches métamorphiques du Lac Brompton n'étant pas apparentées aux ophiolites, elles appartiennent au plancher de l'océan Iapétus ou possiblement à la marge péri-continentale.

Plusieurs vestiges de l'océan Iapétus sont présents dans les Appalaches du sud du Québec et du nord-est des États-Unis et correspondent à différents stades de son ouverture. En comparant les signatures géochimiques des deux types de metabasalts présents au Lac Brompton avec celles de roches mafiques appartenant à l'océan Iapétus il sera possible de les corréler. Les différents ensembles volcaniques témoins de l'océan Iapétus sont :

- i. Les basaltes alcalins de la Formation de Tibbit Hill représentant les vestiges du rift à l'origine de l'ouverture de Iapétus. Ces roches cambriennes sont datées à 554 Ma (Kumarapeli *et al.*, 1989).
- ii. Les tholéites du Groupe de Caldwell représentent un stade plus avancé de l'ouverture de l'océan Iapétus que les basaltes de la Formation de Tibbit Hill et correspondent géochimiquement à la transition rift-drift de l'océan. Ces basaltes sont des tholéiites de type N-MORB (Bédard et Stevenson, 1999).
- iii. Quatres zones décrites par Coish (1997) sont présentes dans l'état du Vermont, elles sont composées de roches du Protérozoïque Tardif au Cambrien Inférieur. La zone 1

est formée de dykes Protérozoïques mafiques qui recoupent les Adirondacks. Leur signature est essentiellement celle de basaltes alcalins à transitionnels enrichis. Ils sont interprétés comme résultant de l'ouverture de Iapétus (Coish et Sinton, 1992; Badger, 1994). La zone 2, les formations de Pinnacle et Underhill, ont des signatures géochimiques variant de basalte alcalin/transitionnel à basalte tholéiitique. Ils représenteraient les stades précoces du rift Iapétus. La zone 3 comprend des écaïlles tectoniques des formations de Hazens Notch et de Pinney Hollow (Stanley et Ratcliffe, 1985), les roches ont des spectres de terres rares semblables aux basaltes tholéiitiques interprétés comme résultant d'un environnement de rift intermédiaire, soit la transition entre un environnement océanique et continental. (4) La dernière zone inclue la Formation de Stowe qui se divise en deux types sur la base de leur composition; le premier type s'apparente à des MORBs et le deuxième type est plus enrichi et interprété par Coish *et al.* (1986) comme des basaltes d'île océanique.

Les basaltes de type 1 du Lac Brompton semblent être issus du même environnement tectonique que les basaltes de la formation de Tibbit Hill. En comparant les signatures géochimiques (figure 6.4), il ressort que les spectres de terres rares et les spectres multiélémentaires sont très semblables dans les deux cas. Les basaltes alcalins de la Formation de Tibbit Hill ont un enrichissement jusqu'à plus de 100X chondrite en terres rares légères et en éléments incompatibles (données tirées de Abdel-Rahman *et al.* 1999). Les rapports La/Lu sont comparables, ils varient de 47,1 à 74,1 pour la Formation de Tibbit Hill et de 45,2 à 69,6 pour les metabasites alcalins du Lac Brompton. Cette comparaison est aussi valable pour les basaltes alcalins de la zone 2 de Coish (1997) dans l'état du Vermont, soit les formations de Pinnacle et Underhill (ces deux séries de basaltes ayant des profils géochimiques très semblables, ils sont ici réunis sous un même ensemble) (figure 6.5). Dans les deux cas, les profils sont enrichis jusqu'à 100X chondrite en terres rares légères et en moyenne 20X chondrite en terres rares lourdes. Le rapport La/Lu moyen pour les basaltes de la Formation de Pinnacle est de 50 et pour la Formation de Underhill les rapports La/Lu varient de 37 à 91. Les dykes mafiques de zone 1 sont aussi semblables aux metabasites alcalins du Lac Brompton bien que légèrement plus enrichis en terres rares légères, leur

profils montrent une pente négative plus forte que les basaltes de la zone 2, les rapports La/Lu variant de 74,7 à 126.

Le second type de basaltes, tel que mentionné plus tôt, est d'affinité tholéiitique et s'apparente aux amphibolites de Belmina Ridge. Les profils de terres rares ainsi que ceux multiélémentaires sont semblables aux basaltes de la zone 3 de Coish (1997), et plus particulièrement à la Formation de Hazens Notch, (figure 6.6). Par contre, les profils de certains basaltes de la Formation de Hazen Notch sont légèrement plus plats, certains rapports La/Lu étant aussi bas que 0,8. La Formation de Pinney Hollow peut aussi être considérée comme semblable aux metabasites alcalins mais les profils de cette formation sont dispersés, variant de profils enrichis en terres rares légers jusqu'à 100x chondrite à des profils aplatis enrichis à 10x chondrite. Les valeurs ne semblent donc pas assez restreintes pour les comparer de façon précise à celles du Lac Brompton. En comparant les basaltes tholéiitiques du Groupe de Caldwell (données tirées de Bédard et Stevenson, 1999) avec les basaltes tholéiitiques du Lac Brompton (figure 6.7), il ressort deux différences significatives. 1- les basaltes du Groupe de Caldwell sont moins enrichis en terres rares légers (jusqu'à 7,6X chondrite) que ceux du Lac Brompton (jusqu'à 37,5X chondrite). 2- les profils du Lac Brompton sont légèrement moins plats que ceux du Caldwell; les valeurs de La/Lu sont respectivement de 10,6 et 23,1 pour les metabasites tholéiitiques du Lac Brompton et entre 3,9 et 5,6 pour les basaltes du Groupe de Caldwell.

Il advient de l'ensemble de ces corrélations que les deux types de roches métavolcaniques du Lac Brompton s'apparentent à des ensembles volcaniques des Appalaches interprétés comme des reliquats de l'océan Iapétus (Pintson, Kumarapeli et Morency, 1983; Coish, 1997; Abdhel-Rahman *et al.*, 1999; Bédard et Stevenson, 1999). Les basaltes alcalins sont similaires aux formations de Tibbit Hill, de Pinnacle et d'Underhill. Les basaltes de type 2, d'affinité plutôt tholéiitique et de composition géochimique similaire à l'amphibolite de Belmina Ridge, s'apparentent aux basaltes de la Formation d'Hazens Notch. Bien que d'affinité tholéiitique, les basaltes de Groupe de Caldwell et ceux de la semelle métamorphique du Lac Brompton sont différents, le Groupe de Caldwell étant possiblement issu d'un proto-plancher océanique ou d'un rift volcanique plus mature.

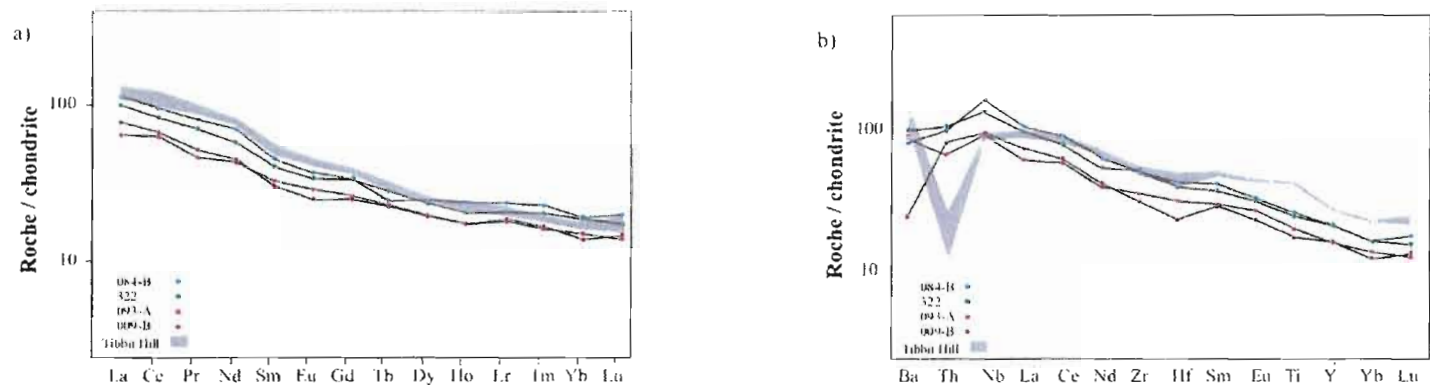


Figure 6.4

Comparaison des profils a) de terres rares et b) multiéléments des basaltes de la Formation de Tibbit Hill avec les metabasaltes alcalins du Lac Brompton.

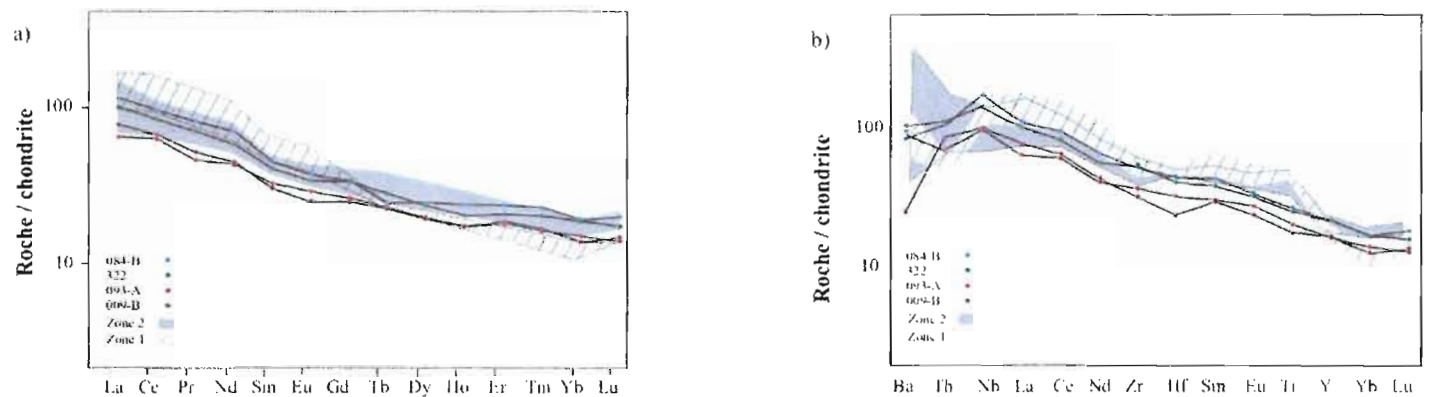


Figure 6.5

Comparaison des profils a) de terres rares et b) multiéléments des basaltes de la zone 2 de Coish 1997 (formations de Pinnacle et de Underhill dans le Vermont) et des dykes mafiques de la zone 1 (Vermont) avec les metabasaltes alcalins du Lac Brompton.

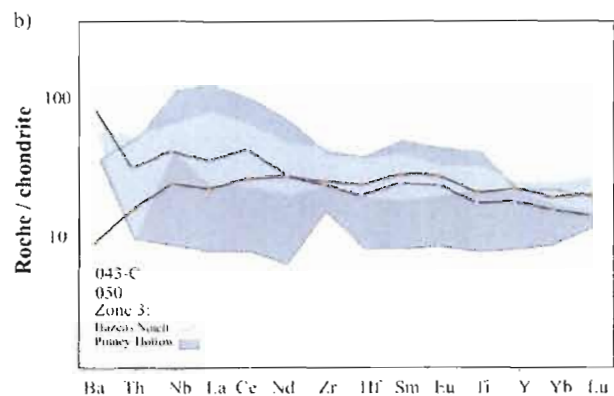
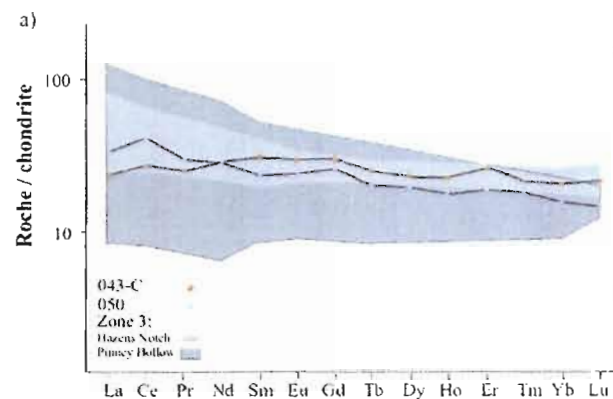


Figure 6.6

Comparaison des profils a) de terres rares et b) multiéléments des basaltes de la zone 3 (formations de Hazen Notch et de Pinney Hollow au Vermont) de Coish (1997) avec les metabasites tholéitiques du Lac Brompton.

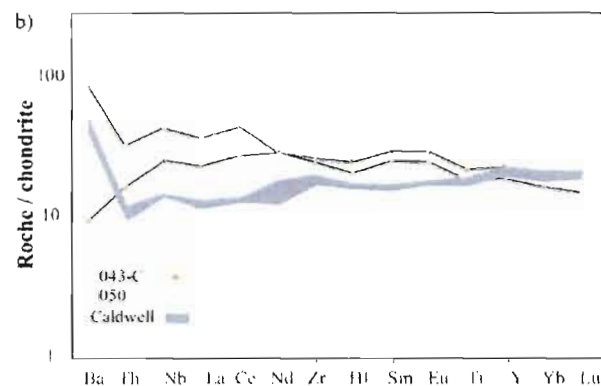
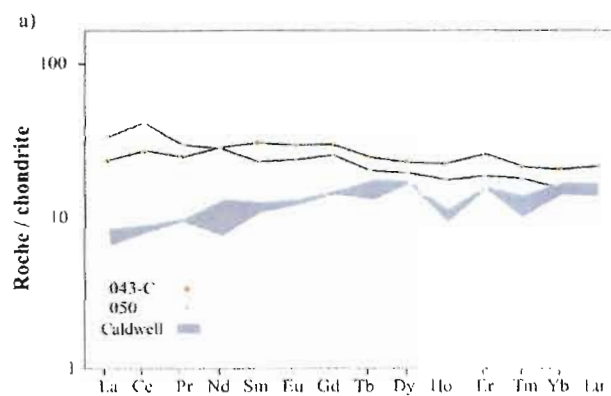


Figure 6.7

Comparaison des profils a) de terres rares et b) multiéléments des basaltes du Groupe de Caldwell (données tirées de Bédard et Stevenson, 1999) avec les metabasites alcalins du Lac Brompton.

6.4 RECONSTITUTION PALÉOTECTONIQUE

6.4.1 Formation de la semelle d'obduction

Bien qu'il n'y ait pas de données d'âge isotopique sur la semelle métamorphique du Lac Brompton, il est possible de formuler une hypothèse sur l'âge relatif de la formation de ces roches métamorphiques sur la base de ses caractéristiques géochimiques et des données d'âge obtenues sur d'autre semelles métamorphiques des Appalaches.

Les travaux de thermobarométrie effectués sur les roches métamorphiques de Belmina Ridge (Thetford Mines) démontrent que le métamorphisme s'est produit à des pressions de 5-7kbar (Feninger, 1981). De plus, la nature tholéiitique du protolithe des amphibolites de Belmina Ridge démontre aussi que le métamorphisme s'est produit en milieu océanique. Le métamorphisme daté à 477 Ma sur des amphiboles par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Whitehead, Reynolds et Spray, 1995) permet alors de mettre un âge sur les premiers stades de découplage océanique précédant la mise en place de l'ophiolite de Thetford Mines sur la marge continentale. Deux granites peralumineux recoupant cette ophiolite sont interprétés comme issus de la fusion partielle de la marge continentale lors de l'obduction de l'ophiolite sur celle-ci et sont datés à 469Ma et 470Ma (Whitehead, Dunning et Spray, 2000). Ce qui démontre qu'une période d'environ sept à huit millions d'années s'est écoulée entre le découplage océanique et la mise en place de l'ophiolite sur le continent.

La nature alcaline de certaines roches métamorphiques du Lac Brompton et la présence dans ces roches métamorphiques de métagrès démontrent qu'une partie du protolithe des roches métamorphiques correspondrait à une série volcanique continentale ou péri-continentale. Ce qui implique par définition que le métamorphisme s'est produit, du moins en partie, sur la marge continentale ou dans une zone de subduction impliquant la marge continentale.

6.4.2 Tectonique post-obduction

La cartographie et la caractérisation structurale des roches métamorphiques infra-ophiolitiques du Lac Brompton a permis de démontrer qu'il existe trois phases de déformation distinctes dans la région. Dans la région de Thetford Mines Schroetter, Tremblay et Bédard (2005) séparent ces différents événements en déformations pré-obduction, syn-obduction et post-obduction. Dans l'ophiolite du Lac Brompton, les déformations pré-obduction sont marquées par l'étirement des pyroxènes dans les roches ultramafiques du manteau. Le métamorphisme et les plis intrafoliaux de la semelle métamorphique constituent les déformations syn-obduction et correspondent à la phase D_{1-2} de Tremblay et Castonguay (2002). Les déformations post-obduction se traduisent par (1) des structures D_3 superposées au rubanement métamorphiques, et (2) une fabrique D_4 orientée NNE-NE présente dans l'ensemble du complexe et associée à un anticlinal régional. La figure 6.8 présente un tableau dans lequel l'ensemble des déformations observées au Lac Brompton sont synthétisées et corrélées avec la nomenclature établie par Tremblay et Castonguay (2002)

Deux coupes structurales ont été réalisées dans la région du Lac Brompton. La première coupe (figure 6.9), orientée N-S, fait ressortir les déformations D_3 . L'abondance des plis P_3 dans la partie sud de l'ophiolite est attribuée à la présence d'une faille majeure rétrochevauchante mettant en contact le Complexe ophiolitique du Lac Brompton et celui du Mont Orford. La continuité de cette faille rétrochevauchante n'est cependant pas connue à l'est du Lac Brompton. La seconde coupe structurale est orientée E-O et fait bien ressortir l'anticlinal acadien (figure 6.10). La déformation rétrochevauchante est la phase de plis de première génération représentée sur la coupe. Cette dernière est reprise par la déformation acadienne, formant un motif d'interférence en crochet.

Événement	Métamorphisme/ magmatisme/ sédimentation	Structures associées (Lac Brompton)
Orogénie Acadienne	→ Métamorphisme prograde (schiste vert)	Fabrique régionale NNE-SSO (D ₁) failles associées orientée NNE-SSO
Rétrochevauchement	→ (?)	Plis serrés à vergence SE (D ₃) et failles de chevauchement associées
Exhumation et sédimentation	→ Rétrométamorphisme au faciès schiste vert Mélange de St-Daniel	Failles normales (?)
Obduction Orogénie Taconienne	→ Métamorphisme prograde (schiste vert à amphibolite)	Rubanement métamorphique et plis intrafoliaux (D ₁₋₂)
Ophiolites	→ Formation de la croûte océanique boninitique	Foliation mantellique
Océan Iapétus	→ Ouverture de l'océan Iapétus et formation des séquences de rift	Absentes

Figure 6.8

Tableau synthétique des différents éléments structuraux présents au Lac Brompton, corrélés avec la nomenclature régionale de Tremblay et Castonguay (2002).

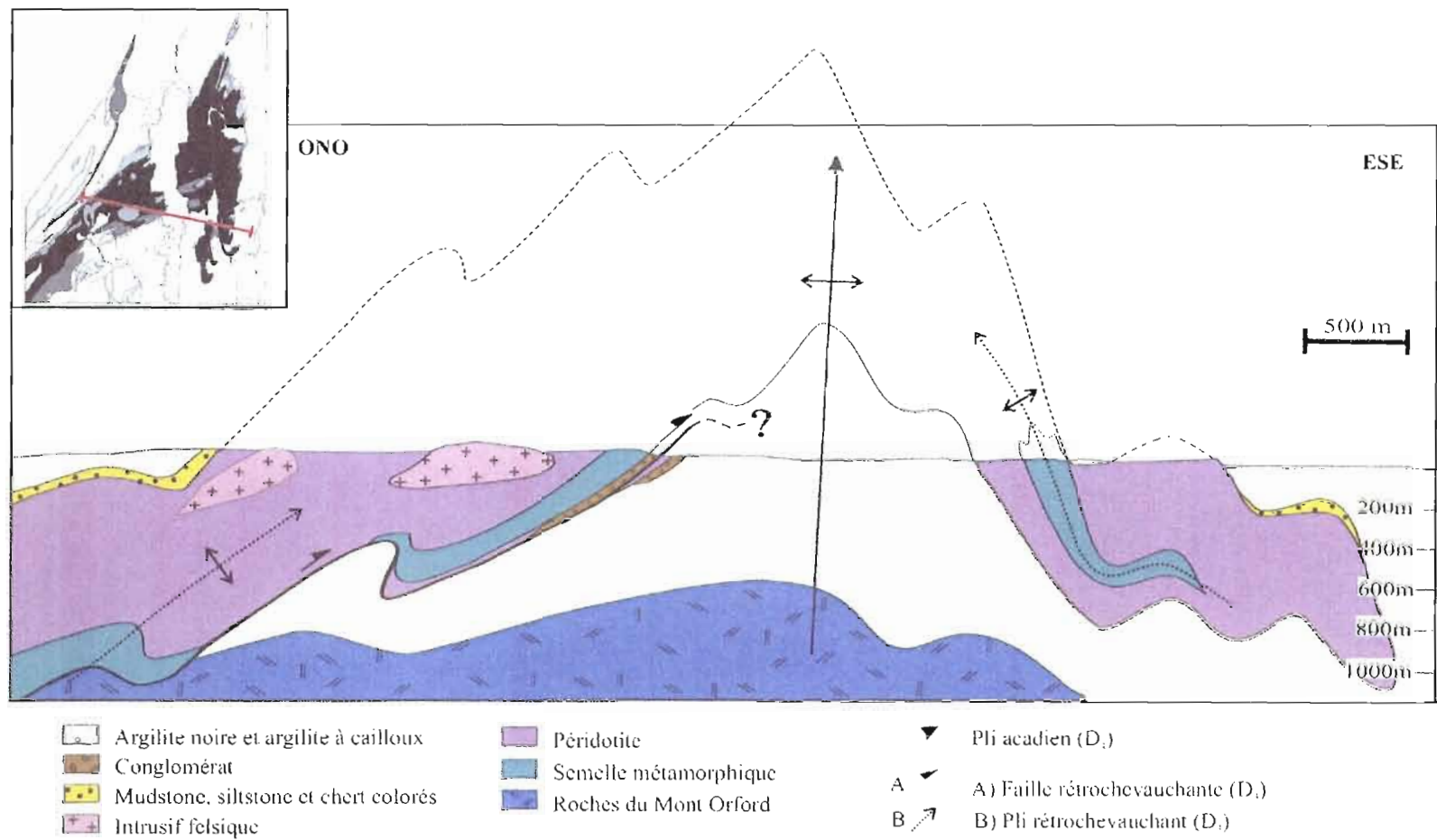


Figure 6.9

Coupe structurale orientée ONO-ESE dans le Complexe ophiolitique du Lac Brompton. Les déformations D_3 et D_4 y sont visibles.

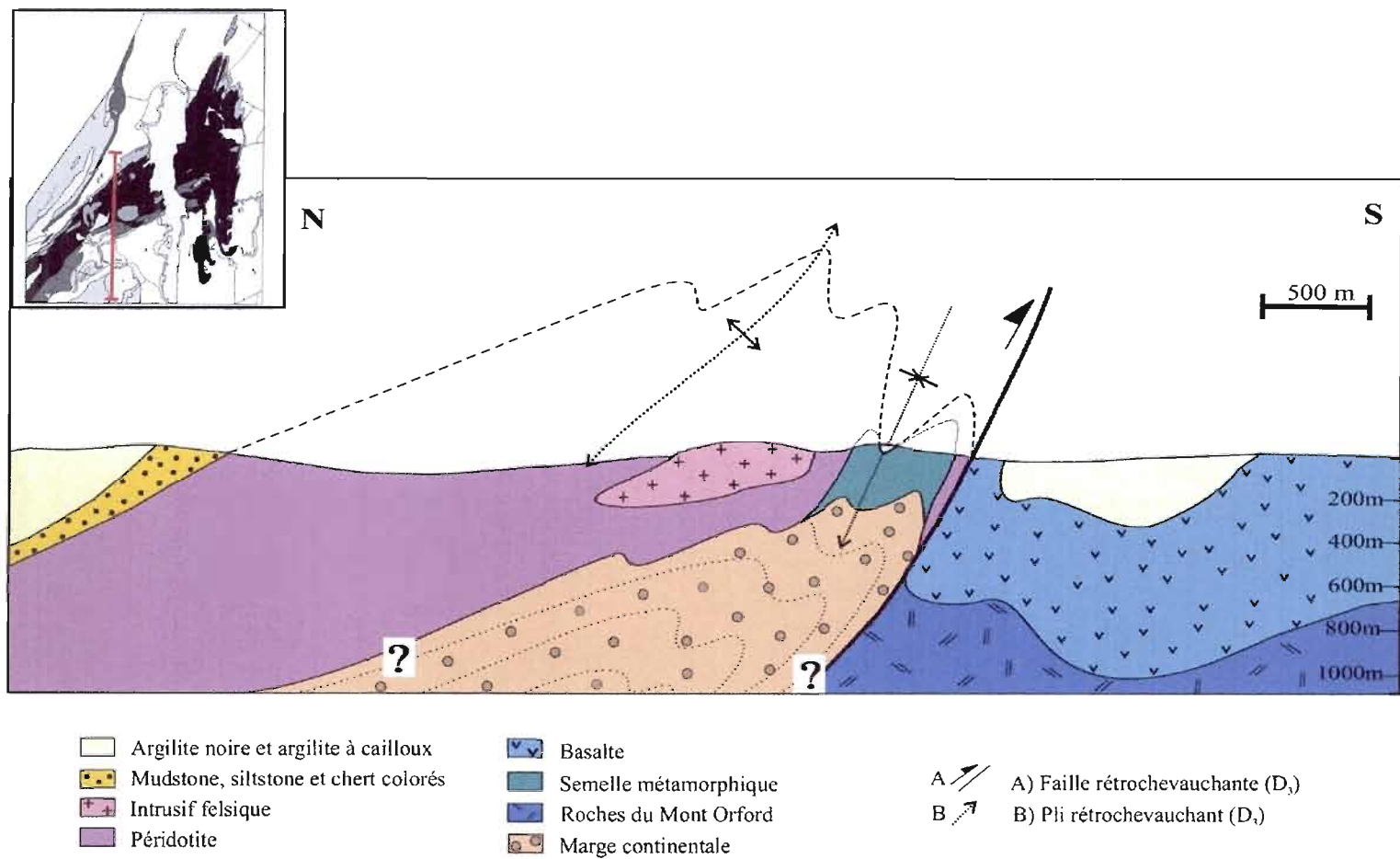


Figure 6.10

Coupe structurale orientée N-S dans le Complexe ophiolitique du Lac Brompton. Seules les déformations D₃ y sont visibles.

Une corrélation entre les complexes ophiolitiques d'Asbestos, de Thetford Mines et du Lac Brompton, telle que proposée par Schroetter, Tremblay et Bédard. (2005) est ici appuyée par différents arguments structuraux, géochimiques et stratigraphiques. Les travaux de géochimie de De Souza (De Souza *et al.*, 2006) suggèrent que les boninites formant la partie nord du Lac Brompton sont corrélatives de celles du Complexe ophiolitique de Thetford Mines (Olive, Hébert et Loubet, 1997) et du Complexe ophiolitique d'Asbestos (Hébert, 1980; Laurent et Hébert, 1989). Ces signatures contrastent avec celle du Mont Orford qui sont plutôt du domaine d'arc volcanique (Harnois et Morency 1989; Huot, Hébert et Turcotte, 2002). Ainsi, bien que spatialement associées, l'ophiolite du Lac Brompton et celle du Mont Orford ne semblent pas génétiquement liées. La proximité de ces deux complexes s'explique par une faille D₃ à vergence SE, transportant le Complexe ophiolitique du Lac Brompton et sa semelle métamorphique sur l'ophiolite du mont Orford tel que démontré sur la coupe structurale de la figure 6.10.

La corrélation entre les différentes ophiolites est aussi appuyée par la présence d'une surface d'érosion régionale marquée par des conglomérats issus de l'érosion de l'ophiolite. Au Lac Brompton, ces conglomérats reposent en grande partie sur les unités profondes de l'ophiolite et sur la semelle d'obduction. Dans la région du Lac Brompton, le contact entre ces deux unités est en effet bien exposé et laisse supposer qu'une partie importante de la semelle métamorphique est en contact dépositionnel avec les sédiments du Mélange de St-Daniel. L'érosion de l'ophiolite à des niveaux aussi profonds a probablement été favorisée par la présence de failles normales liées à l'exhumation de l'ophiolite vers la fin de l'orogénie Taconienne (Schroetter *et al.* 2006). Les conglomérats au Lac Brompton étant analogues à la brèche de Coleraine à Thetford Mines et donc datés à l'Ordovicien inférieur (St-Julien et Hubert, 1975 ; Schroetter, Tremblay et Bédard, 2006), il est aussi présumé qu'il y a eu une exhumation progressive mais rapide du prisme orogénique pendant l'obduction (Tremblay et Castonguay 2002, Schroetter *et al.* 2005). À Thetford Mines, les conglomérats de la brèche de Coleraine se déposent principalement sur des unités gabbroïques et volcano-sédimentaires, les niveaux d'érosion atteints n'étant pas aussi importants qu'au Lac Brompton, expliquant alors les lacunes lithologiques de l'ophiolite du Lac Brompton.

CONCLUSION

Les travaux effectués dans la région du Lac Brompton ont permis d'affirmer que les roches métamorphiques présentes au sud du Complexe ophiolitique du Lac Brompton forment une semelle d'obduction. Les principaux éléments retenus afin d'arriver à cette conclusion ont été ; 1-la présence de faciès métamorphiques d'amphibolite à amphibolite supérieure, 2-la variation de faciès métamorphiques sur de courtes distances, 3- le parallélisme entre le rubanement des roches métamorphiques et le contact avec l'ophiolite, 4-la présence de conglomérats du Mélange de St-Daniel en contact dépositionnel avec les roches métamorphiques et 5-une part du protolithe est géochimiquement semblable à l'amphibolite de Belmina Rige reconnue comme la semelle d'obduction de l'ophiolite de Thetford Mines. Les autres observations faites sur l'ophiolite du Lac Brompton et les roches métamorphiques ont permis de reconstituer l'évolution tectonique de la région et d'arriver aux conclusions suivantes :

- Trois phases de déformations distinctes ont affecté l'ophiolite et les roches métamorphiques sous-jacentes, elles se traduisent par : D_{1-2} , l'orogénie Taconienne à l'origine du rubanement métamorphique. D_3 , un événement rétrochevauchant à vergence globalement sud qui a plissé et faillé les unités du Lac Brompton. D_4 , l'orogénie Acadienne qui a formé l'anticlinal régional plongeant vers le NNE.
- Le protolithe des roches métavolcaniques est aussi constitué de basaltes alcalins de la marge continentale semblables aux basaltes alcalins de la Formation de Tibbit Hill. Ces derniers impliquent qu'une partie du métamorphisme s'est produit sur la marge continentale.
- La paléotopographie de l'ophiolite du Lac Brompton semble le résultat de deux événements distincts; 1-soit la présence d'une surface d'érosion pré-obduction résultant de l'extension avant-arc du plancher océanique marquée par des cherts,

siltstones et mudstones colorés, 2-soit la présence d'une surface d'érosion liée à l'exhumation de l'ophiolite durant l'obduction et associée à des conglomérats à clastes ophiolitiques.

- Les conglomérats qui reposent sur l'ophiolite et les roches de la semelle métamorphique sont corrélables avec la brèche de Coleraine à Thetford Mines et démontrent une exhumation rapide de l'orogène suite à l'obduction de la croûte océanique sur la marge continentale. Le niveau d'érosion atteint au Lac Brompton est majeur puisque les conglomérats sont en contact dépositionnel avec les roches métamorphiques de la semelle d'obduction de l'ophiolite du Lac Brompton.

Les signatures géochimiques des basaltes de l'ophiolite du Lac Brompton (De Souza *et al.* 2006) démontrent qu'ils sont similaires aux boninites de l'ophiolite de Thetford Mines et d'Asbestos et permettent de corréler les trois complexes. De plus, la présence d'une surface érosionnelle qui se suit de l'ophiolite de Thetford Mines, à Asbestos et au Lac Brompton suggère que, tel que proposé par Schroetter, Tremblay et Bédard (2005), les trois complexes ophiolitiques forment un seul lambeau de croûte océanique obducté sur la marge continentale ressortant au sein du Mélange de St-Daniel à la faveur d'anticlinaux.

Ainsi, la caractérisation métamorphique, structurale et géochimique de la semelle d'obduction métamorphique ainsi que les travaux de cartographie dans l'ensemble de l'ophiolite du Lac Brompton ont permis de reconstituer l'évolution tectonique de la région, de l'obduction de l'ophiolite aux déformations subséquentes du complexe ophiolitique. Il reste cependant une lacune au niveau des âges isotopiques dans la région. Il serait par conséquent intéressant de connaître l'âge de la semelle du Lac Brompton afin de combiner ces informations aux âges déjà connus dans les Appalaches et ainsi mieux contraindre le modèle d'emplacement de la suite d'ophiolites du sud du Québec sur la marge continentale à l'Ordovicien.

APPENDICE A

Carte géologique au 1 : 20000 de la région du Lac Brompton (présentée en pochette).

APPENDICE B

Composition représentative de différents minéraux dans les roches
métavolcaniques.

Amphiboles

	Ech 26x amp 1							Ech 26x amp 2						
	bordure		coeur			bordure		coeur		bordure			coeur	
SiO2	45.11	44.46	41.42	42.00	41.35	40.65	42.14	43.67	40.85	41.46	41.22	41.94	46.36	44.07
TiO2	0.51	0.52	1.37	1.26	1.35	1.44	0.58	0.50	1.18	1.48	1.52	1.05	0.43	0.47
Al2O3	10.51	11.08	13.26	12.53	13.53	13.43	13.90	11.49	13.95	13.74	13.86	13.53	9.58	11.94
Cr2O3	0.00	0.00	0.04	0.04	0.00	0.05	0.02	0.03	0.04	0.00	0.06	0.10	0.01	0.00
FeO	14.95	15.49	15.53	14.80	15.08	15.20	15.76	15.72	15.75	15.32	14.83	16.01	14.68	15.80
MnO	0.23	0.21	0.25	0.26	0.20	0.19	0.25	0.26	0.22	0.17	0.19	0.20	0.21	0.25
MgO	11.99	11.77	10.53	11.51	10.93	10.45	10.13	11.43	10.27	10.80	10.90	10.42	12.57	11.15
CaO	12.15	12.10	11.89	11.51	11.76	11.75	11.95	12.06	11.53	11.38	11.55	11.73	12.44	12.07
Na2O	1.39	1.47	1.76	1.74	1.83	1.75	1.92	1.56	1.94	1.86	1.83	1.96	1.23	1.54
K2O	0.85	1.03	1.62	1.60	1.60	1.83	0.68	1.01	1.68	1.94	1.88	1.43	0.84	0.91
Total	97.69	98.13	97.69	97.23	97.65	96.7	97.33	97.73	97.40	98.15	97.85	98.37	98.36	98.19
	Edenite	Parg	Parg	Parg	Parg	Parg	Parg	Parg	Parg	Parg	Parg	Mg-hbl	Édénite	Édénite

	Ech 029 amp 1							Ech 029 amp 2						
	bordure		coeur			bordure		bordure		coeur			bordure	
SiO2	41.78	45.33	43.35	43.65	43.27	44.27	43.08	43.31	43.85	43.32	43.42	43.38	43.57	43.85
TiO2	0.64	0.42	0.50	0.51	0.50	0.37	0.57	0.35	0.46	0.44	0.44	0.40	0.47	0.56
Al2O3	14.54	12.50	14.85	14.95	15.16	13.68	14.16	14.48	15.05	16.07	15.74	15.30	15.52	12.53
Cr2O3	0.03	0.03	0.00	0.04	0.05	0.05	0.05	0.07	0.04	0.08	0.19	0.44	0.34	0.00
FeO	14.26	12.93	13.28	12.64	12.71	13.34	13.58	14.49	12.32	12.73	12.76	12.84	12.18	15.16
MnO	0.26	0.27	0.34	0.33	0.32	0.32	0.31	0.32	0.28	0.31	0.31	0.27	0.30	0.25
MgO	11.08	12.76	11.75	11.93	11.87	12.02	11.62	11.21	12.23	11.76	11.43	11.67	11.99	11.60
CaO	11.92	11.77	11.54	11.24	11.34	11.47	11.94	11.29	11.28	10.64	10.58	10.46	10.95	11.68
Na2O	2.08	1.86	2.30	2.32	2.35	2.04	2.00	2.34	2.46	2.73	2.65	2.70	2.69	2.02
K2O	0.48	0.24	0.14	0.12	0.14	0.18	0.41	0.20	0.12	0.17	0.16	0.13	0.21	0.40
Total	97.07	98.05	97.74	97.71	97.75	97.72	98.05	98.08	98.23	97.69	97.58	98.22	98.05	98.17
	Parg	Mg-hbl	Tscher	Tscher	Tscher	Tscher	Parg	Tscher	Tscher	Tscher	Tscher	Tscher	Tscher	Tscher

Amphiboles

	Ech 063-05							Ech 063-05						
	amp 1		coeur			bordure		amp 2		coeur			bordure	
	bordure							bordure						
SiO2	43.49	43.36	42.98	42.76	42.75	43.13	43.43	43.94	42.48	42.55	42.57	42.26	42.29	42.78
TiO2	0.80	0.89	1.37	1.21	0.93	0.71	0.77	0.71	1.33	1.32	1.30	1.37	1.44	0.83
Al2O3	13.72	12.94	13.52	13.52	13.74	14.01	13.79	13.09	13.68	13.43	13.21	13.35	13.34	13.69
Cr2O3	0.09	0.02	0.05	0.02	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.01	0.01	0.00
FeO	15.91	16.27	16.32	16.56	16.43	15.68	15.78	15.32	16.42	16.66	16.73	16.50	16.79	15.61
MnO	0.30	0.33	0.34	0.32	0.36	0.29	0.29	0.29	0.33	0.27	0.32	0.28	0.26	0.32
MgO	10.24	10.51	10.05	9.93	10.02	10.39	10.37	10.77	9.89	10.00	10.15	9.97	10.05	10.27
CaO	11.59	10.97	11.22	11.08	11.26	11.52	11.76	11.57	11.38	11.11	10.99	11.13	11.05	11.67
Na2O	2.06	2.00	2.09	2.21	2.15	1.92	2.04	1.91	2.18	2.28	2.28	2.30	2.25	1.96
K2O	0.40	0.38	0.47	0.47	0.44	0.41	0.43	0.44	0.41	0.44	0.44	0.44	0.44	0.40
Total	98.60	97.67	98.40	98.07	98.11	98.10	98.65	98.03	98.10	98.07	98.03	97.60	97.92	97.53
	Tscher	Tscher	Tscher	Tscher	Tscher	Tscher	Tscher	Tscher	Parg	Parg	Parg	Parg	Parg	Parg

	Ech 063-05							Ech 009b-02			
	amp 3		coeur			bordure		amp 1	amp 2	amp 3	amp 4
	bordure										
SiO2	43.98	42.64	43.14	43.10	43.49	44.16	43.52	43.09	44.69	43.93	44.62
TiO2	0.84	1.45	1.52	1.50	1.18	0.96	1.04	0.43	0.37	0.37	0.42
Al2O3	12.48	12.92	12.87	12.78	13.04	12.65	13.21	10.49	10.19	9.94	9.84
Cr2O3	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.04	0.03	0.05
FeO	15.64	16.77	16.94	16.99	16.76	16.27	16.33	18.60	16.18	16.55	15.91
MnO	0.30	0.32	0.34	0.35	0.32	0.32	0.32	0.39	0.36	0.28	0.34
MgO	10.97	9.82	9.87	9.85	10.03	10.61	10.38	10.70	11.92	11.69	12.14
CaO	11.95	11.37	11.22	11.31	11.64	11.76	11.61	11.83	11.72	12.04	11.76
Na2O	1.97	2.19	2.26	2.10	2.08	2.00	1.93	1.77	1.88	1.74	1.80
K2O	0.44	0.17	0.19	0.22	0.29	0.32	0.31	1.31	0.72	1.12	0.77
Total	98.60	97.64	98.37	98.19	98.84	99.05	98.66	98.63	98.07	97.68	97.66
	Parg	Tscher	Tscher	Tscher	Tscher	Tscher	Tscher	Edénite	Edénite	Edénite	Edénite

Grenat et épidote

	Ech 240B							Ech 240B					
	Grt 1							Grt 2					
	bordure			coeur			bordure	bordure		coeur		bordure	
SiO2	38,34	38,71	38,85	38,39	38,58	38,38	38,67	39,07	38,50	38,36	38,33	38,17	
TiO2	0,06	0,11	0,05	0,00	0,03	0,03	0,01	0,03	0,06	0,02	0,03	0,09	
Al2O3	21,58	21,19	21,52	21,42	21,40	21,37	21,55	21,64	21,27	21,26	21,41	21,34	
Cr2O3	0,05	0,04	0,02	0,01	0,03	0,02	0,05	0,00	0,04	0,03	0,00	0,04	
FeO	24,14	23,83	23,63	24,02	25,34	26,49	25,60	25,48	25,63	25,25	25,69	23,70	
MnO	1,75	1,56	1,59	1,65	1,88	2,38	2,17	2,23	2,29	1,94	1,52	1,21	
MgO	6,62	6,51	6,43	6,66	6,58	6,52	6,50	5,55	5,49	6,12	7,19	6,72	
CaO	7,36	7,83	8,01	6,93	6,24	5,03	5,70	6,77	6,80	6,67	5,42	7,99	
Na2O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
K2O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Total	99,90	99,76	100,09	99,08	100,08	100,22	100,26	100,75	100,08	99,64	99,59	99,24	
	alm	alm	alm	alm	alm	alm	alm	alm	alm	alm	alm	alm	

	Ech 26x			Ech 009B	
	Ep 1	Ep 2	Ep 3	Ep 1	Ep 2
SiO2	38,34	38,29	38,29	37,68	37,25
TiO2	0,20	0,14	0,12	0,06	0,06
Al2O3	24,46	24,28	24,90	21,94	21,45
Cr2O3	0,03	0,01	0,03	0,09	0,00
FeO	11,02	11,04	10,09	13,48	13,63
MnO	0,13	0,10	0,09	0,14	0,18
MgO	0,11	0,12	0,08	0,01	0,03
CaO	23,62	23,48	23,75	23,33	23,03
Na2O	0,03	0,03	0,02	0,09	0,20
K2O	0,01	0,01	0,00	0,04	0,02
Total	97,93	97,52	97,37	96,84	95,84
	Ep	Ep	Ep	Ep	Ep

APPENDICE C

Composition représentative de différents minéraux dans les roches
métasédimentaires.

Grenats

	Ech 009A Grt 1							Ech 009A Grt 2						
	bordure			coeur				bordure			coeur			
SiO2	37.55	37.14	37.46	37.04	36.97	37.24	37.43	37.30	36.58	37.05	36.92	36.96	37.02	37.82
TiO2	0.10	0.14	0.16	0.08	0.11	0.13	0.09	0.13	0.11	0.13	0.11	0.15	0.09	0.06
Al2O3	20.42	20.35	20.41	20.47	20.16	20.43	20.71	20.54	20.13	20.18	20.01	20.26	20.26	20.85
Cr2O3	0.04	0.03	0.02	0.01	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.05	0.02	0.02	0.01	0.04
FeO	24.60	22.12	22.33	22.78	22.13	23.73	24.56	22.38	18.49	17.93	17.16	18.89	20.08	23.88
MnO	10.44	13.73	13.28	13.34	13.88	11.59	10.52	11.11	17.48	17.73	18.94	16.70	15.04	10.30
MgO	2.91	1.92	2.19	2.00	1.92	2.43	2.87	2.68	0.96	1.05	0.82	1.02	1.34	3.18
CaO	3.92	4.41	4.41	4.35	4.29	4.36	4.12	5.42	5.51	5.49	5.25	5.64	5.56	3.92
Na2O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K2O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	97.69	97.651	96.764	97.332	98.150	97.858	98.195	99.57	99.26	99.62	99.23	99.64	99.40	100.05
	alm-spess	alm-spess	alm-spess	alm-spess	alm-spess	alm-spess	alm-spess	alm-spess	alm-spess	alm-spess	spess-alm	spess-alm	alm-spess	alm-spess

	Ech 228 Grt 1							Ech 228 Grt 2						
	bordure			coeur				bordure			coeur			
SiO2	37.16	37.36	37.29	37.10	37.07	37.38	37.16	36.93	36.93	36.80	36.93	36.82	36.91	36.56
TiO2	0.10	0.13	0.13	0.15	0.12	0.10	0.09	0.16	0.14	0.19	0.19	0.19	0.19	0.17
Al2O3	20.08	20.18	20.14	20.12	20.07	20.31	20.37	20.16	19.98	19.99	19.73	19.81	19.81	20.13
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.03	0.03	0.04	0.01	0.02	0.02	0.02	0.04	0.02
FeO	20.35	19.19	18.71	18.29	17.91	21.62	22.30	20.34	19.10	18.86	18.18	18.89	19.68	22.38
MnO	13.52	14.46	14.90	15.44	15.40	12.58	11.93	14.79	16.12	16.18	16.27	16.10	15.07	13.37
MgO	1.31	1.30	1.26	1.15	1.01	1.52	1.67	1.00	0.84	0.76	0.72	0.75	0.96	1.49
CaO	6.68	7.00	7.16	7.20	7.75	6.13	5.72	6.18	6.34	6.64	7.00	6.34	6.44	4.82
Na2O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K2O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	99.20	99.63	99.59	99.49	99.34	99.68	99.27	99.61	99.46	99.46	99.04	98.92	99.11	98.95
	alm-spess	alm-spess	alm-spess	alm-spess	alm-spess	alm-spess	alm-spess	alm-spess	alm-spess	alm-spess	alm-spess	alm-spess	alm-spess	alm-spess

Muscovite et chlorite

	Ech 228				Ech 009A			
	Ms 1	Ms 2	Ms 3	Ms 4	Ms 1	Ms 2	Ms 3	Ms 4
SiO2	46,11	45,73	45,31	46,49	46,76	46,23	46,21	46,24
TiO2	0,51	0,59	0,69	0,40	0,38	0,32	0,28	0,25
Al2O3	32,64	33,47	33,51	32,80	33,04	34,10	34,40	35,03
Cr2O3	0,02	0,03	0,01	0,04	0,03	0,03	0,05	0,00
FeO	3,45	3,23	3,17	3,81	2,99	2,58	2,59	2,46
MnO	0,23	0,00	0,07	0,09	0,02	0,04	0,01	0,00
MgO	0,96	0,72	0,78	1,02	1,07	0,74	0,64	0,56
CaO	-	-	-	-	-	-	-	-
Na2O	0,81	0,67	0,76	0,60	1,08	1,54	1,37	1,72
K2O	10,65	10,93	10,63	10,98	10,14	9,57	9,88	9,64
Total	95,42	95,38	94,96	96,25	95,50	95,17	95,42	95,90
	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms

	Ech 228				Ech 009A		
	Chl 1	Chl 2	Chl 3	Chl 4	Chl 1	Chl 2	Chl 3
SiO2	25,60	25,81	25,46	25,51	26,08	26,55	26,39
TiO2	0,00	0,09	0,02	0,02	0,00	0,12	0,11
Al2O3	20,27	19,38	19,65	19,95	19,78	20,11	19,51
Cr2O3	0,04	0,01	0,02	0,04	0,01	0,00	0,02
FeO	30,09	29,72	29,95	29,71	28,27	27,80	27,80
MnO	0,94	0,79	0,99	0,91	0,78	0,79	0,78
MgO	12,47	12,57	12,03	12,63	13,32	13,45	12,73
CaO	0,04	0,05	0,05	0,03	0,01	0,04	0,07
Na2O	0,00	0,03	0,04	0,01	0,03	0,03	0,10
K2O	0,01	0,04	0,00	0,01	0,00	0,15	0,32
Total	89,45	88,50	88,20	88,82	88,29	89,04	87,83
	Chl	Chl	Chl	Chl	Chl	Chl	Chl

APPENDICE D

Composition géochimique des roches métavolcaniques.

Échantillon		084-B	322	093-A	009-B	043-C	050-05
Analyses géochimiques par ICP-AES							
Élément	unité						
Al ₂ O ₃	%	15,61	14,19	14,05	15,90	13,64	15,58
CaO	%	11,90	13,14	10,00	15,43	8,22	13,41
Fe ₂ O _{3(Tot)}	%	10,26	10,99	10,58	10,16	11,85	10,39
K ₂ O	%	0,943	0,790	2,068	0,216	0,054	1,424
MgO	%	4,625	6,309	7,403	3,355	7,564	6,231
MnO	%	0,168	0,205	0,204	0,187	0,234	0,149
Na ₂ O	%	3,607	2,564	2,388	3,177	3,630	2,383
P ₂ O ₅	%	0,434	0,374	0,161	0,367	0,136	0,173
S	%	< 0.0069	< 0.0069	< 0.007	< 0.007	< 0.007	0,013
SiO ₂	%	47,96	46,49	47,93	46,71	48,00	46,65
TiO ₂	%	2,150	1,780	1,578	1,405	1,466	1,448
As	ppm	< 82.9	< 82.8	< 84.1	< 84.1	< 84.3	< 80.5
Ba	ppm	192,5	229,2	200,1	59,0	21,8	208,6
Cd	ppm	< 27.6	< 27.6	< 28	< 28	< 28.1	< 6.7
Co	ppm	37,7	50,3	45,1	40,1	53,4	40,3
Cr	ppm	212,1	271,8	113,0	257,7	202,7	245,8
Cu	ppm	148,1	144,9	95,2	187,8	221,7	107,5
Ni	ppm	94,8	150,4	82,2	97,1	94,9	290,1
Sc	ppm	30,2	30,5	40,3	32,7	39,8	37,3
Sr	ppm	292,6	340,4	203,2	389,9	208,2	275,8
V	ppm	249,2	235,4	147,8	198,5	303,5	280,7
Zn	ppm	77,7	91,7	82,5	76,3	68,1	72,0
Pb	ppm	< 100	< 100	< 100	< 100	< 100	-
Analyses géochimiques par ICP-MS							
Rb	ppm	16,66	11,36	40,85	7,37	1,79	26,54
Y	ppm	33,57	33,77	25,64	26,16	36,59	28,97
Zr	ppm	208,0	201,2	136,5	125,1	101,9	97,1
Nb	ppm	39,39	33,49	22,68	23,59	6,18	10,35
La	ppm	25,56	22,45	14,35	17,40	5,50	8,38
Ce	ppm	54,63	47,87	36,13	37,78	16,37	26,02
Pr	ppm	6,92	5,87	3,93	4,30	2,20	2,74
Nd	ppm	30,00	24,90	18,17	19,03	12,86	13,11
Sm	ppm	6,19	5,56	4,48	4,25	4,42	3,54
Eu	ppm	1,94	1,78	1,54	1,31	1,63	1,36
Gd	ppm	6,32	6,17	4,84	4,57	5,89	5,11
Tb	ppm	0,83	0,95	0,78	0,76	0,89	0,75
Dy	ppm	5,34	5,31	4,36	4,43	5,55	4,85
Ho	ppm	1,21	1,04	0,90	0,90	1,25	1,01
Er	ppm	3,54	3,06	2,68	2,73	4,12	3,08
Tm	ppm	0,52	0,45	0,37	0,38	0,51	0,44
Yb	ppm	2,90	2,80	2,25	2,08	3,31	2,64
Lu	ppm	0,45	0,39	0,32	0,33	0,52	0,36
Hf	ppm	4,53	4,11	3,30	2,48	2,56	2,13
Ta	ppm	2,59	2,06	1,43	1,42	0,50	0,59
Th	ppm	2,91	3,07	1,97	2,32	0,48	0,96
U	ppm	0,89	0,59	0,42	0,35	0,14	0,22
La/Lu		56,9	57,3	45,2	52,6	10,6	23,1

APPENDICE E

Valeurs respectives des limites de détection pour les analyses géochimiques par les méthodes ICP-AES et ICP-MS.

Limites de détection pour analyses par ICP-AES

Élément-oxyde	Al2O3	CaO	Fe2O3T	K2O	MgO	MnO	Na2O	P2O5	S	SiO2	TiO2	
Raie analytique	Al_396.153	Ca_317.933	Fe_238.204	K_766.490	Mg_280.271	Mn_257.610	Na_589.592	P_213.617	S_180.669	Si_212.412	Ti_334.940	
Unité	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	
Limite Instrumentale	0,00003	0,000003	0,00004	0,00001	0,00005	0,000001	0,000005	0,00005	0,00001	0,00001	0,000001	
Ech	Dilution analytique	Limites de détection analytique (en pourcent) pour chaque élément analysé *										
084-B	691	0,0207	0,0021	0,0276	0,0069	0,0345	0,0007	0,0035	0,0345	0,0069	0,0069	0,0007
322	690	0,0207	0,0021	0,0276	0,0069	0,0345	0,0007	0,0035	0,0345	0,0069	0,0069	0,0007
093-A	701	0,0210	0,0021	0,0280	0,0070	0,0350	0,0007	0,0035	0,0350	0,0070	0,0070	0,0007
009-B	701	0,0210	0,0021	0,0280	0,0070	0,0350	0,0007	0,0035	0,0350	0,0070	0,0070	0,0007
043-C	703	0,0211	0,0021	0,0281	0,0070	0,0351	0,0007	0,0035	0,0351	0,0070	0,0070	0,0007
050-05	671	0,0201	0,0020	0,0268	0,0067	0,0335	0,0007	0,0034	0,0335	0,0067	0,0067	0,0007

Élément-oxyde	As	Ba	Cd	Co	Cr	Cu	Ni	Sc	Sr	V	Zn	Pb	
Raie analytique	As_193.696	Ba_455.403	Cd_226.502	Co_230.786	Cr_205.560	Cu_324.752	Ni_231.604	Sc_361.383	Sr_421.552	V_292.402	Zn_206.200	Pb_220.353	
Unité	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	
Limite Instrumentale	0,12	0,002	0,04	0,02	0,02	0,01	0,05	0,0005	0,002	0,02	0,006	0,1	
Ech	Dilution analytique	Limites de détection analytique (en ppm) pour chaque élément analysé *											
084-B	691	82,87	1,381	27,623	13,812	13,812	6,906	34,529	0,345	1,381	13,812	4,144	69,058
322	690	82,81	1,380	27,602	13,801	13,801	6,901	34,503	0,345	1,380	13,801	4,140	69,005
093-A	701	84,12	1,402	28,039	14,020	14,020	7,010	35,049	0,350	1,402	14,020	4,206	70,098
009-B	701	84,12	1,402	28,039	14,020	14,020	7,010	35,049	0,350	1,402	14,020	4,206	70,098
043-C	703	84,31	1,405	28,103	14,051	14,051	7,026	35,128	0,351	1,405	14,051	4,215	70,257
050-05	671	80,48	1,341	26,825	13,413	13,413	6,706	33,532	0,335	1,341	13,413	4,024	67,063

* La limite de détection analytique pour chaque analyse est calculée en multipliant la dilution analytique par la limite instrumentale

Limites de détection pour analyses par ICP-MS

Élément	Rb	Y	Zr	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd
Masse analytique	Rb_85	Y_89	Zr_90	Nb_93	La_139	Ce_140	Pr_141	Nd_146	Sm_147	Eu_151	Gd_157
Unité	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Limite Instrumentale	0,000003	0,00002	0,00001	0,000005	0,000002	0,000002	0,000005	0,000002	0,000002	0,000001	0,000005

Ech	Dilution analytique	Limites de détection analytique (en ppm) pour chaque élément analysé *										
084-B	6906	0,0207	0,1381	0,0691	0,0345	0,0138	0,0138	0,0035	0,0138	0,0138	0,0069	0,0345
322	6901	0,0207	0,1380	0,0690	0,0345	0,0138	0,0138	0,0035	0,0138	0,0138	0,0069	0,0345
093-A	7010	0,0210	0,1402	0,0701	0,0351	0,0140	0,0140	0,0035	0,0140	0,0140	0,0070	0,0351
009-B	7007	0,0210	0,1401	0,0701	0,0350	0,0140	0,0140	0,0035	0,0140	0,0140	0,0070	0,0350
043-C	7026	0,0211	0,1405	0,0703	0,0351	0,0141	0,0141	0,0035	0,0141	0,0141	0,0070	0,0351
050-05	6706	0,0201	0,1341	0,0671	0,0335	0,0134	0,0134	0,0034	0,0134	0,0134	0,0067	0,0335

Élément	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Th	U
Masse analytique	Tb_159	Dy_163	Ho_165	Er_167	Tm_169	Yb_174	Lu_175	Hf_178	Ta_181	Th_232	U_238
Unité	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Limite Instrumentale	0,000001	0,000002	1E-07	0,000002	5E-07	0,000002	5E-07	0,000002	5E-07	0,00001	0,000003

Ech	Dilution analytique	Limites de détection analytique (en ppm) pour chaque élément analysé *										
084-B	6906	0,0069	0,0138	0,0007	0,0138	0,0035	0,0138	0,0035	0,0138	0,0035	0,0691	0,0207
322	6901	0,0069	0,0138	0,0007	0,0138	0,0035	0,0138	0,0035	0,0138	0,0035	0,0690	0,0207
093-A	7010	0,0070	0,0140	0,0007	0,0140	0,0035	0,0140	0,0035	0,0140	0,0035	0,0701	0,0210
009-B	7007	0,0070	0,0140	0,0007	0,0140	0,0035	0,0140	0,0035	0,0140	0,0035	0,0701	0,0210
043-C	7026	0,0070	0,0141	0,0007	0,0141	0,0035	0,0141	0,0035	0,0141	0,0035	0,0703	0,0211
050-05	6706	0,0067	0,0134	0,0007	0,0134	0,0034	0,0134	0,0034	0,0134	0,0034	0,0671	0,0201

* La limite de détection analytique pour chaque analyse est calculée en multipliant la dilution analytique par la limite instrumentale

RÉFÉRENCES

- Abdel-Rahman, A. F. M. et S. Kumarapeli. 1999. « Geochemistry and petrogenesis of the Tibbit Hill metavolcanic suite of the Appalachian fold belt, Quebec-Vermont: a plume-related and fractionated assemblage ». *American Journal of Science*, vol. 299, p. 210-237.
- Anders, E. et N. Grevesse. 1989, « Abundances of the elements: Meteoric and solar ». *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 53, p. 197-214.
- Apted, M. J. et J. G. Liou. 1983. « Phase relations among greenschist epidote-amphibolite, and amphibolite in a basaltic system ». *American Journal of Science*, vol. 283-A, p. 328-354.
- Badger, R. L. 1994. « Mantle composition and lithospheric thickness beneath the NW Adirondack region during Proterozoic Iapetus extension ». *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, vol. 26, no 3, p. 4.
- Bard, J. P. 1970. « Composition of hornblende formed during the Hercynian progressive metamorphism of the Aracena metamorphic belt (SW Spain) ». *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 28, p. 1917-1934.
- Bédard, J. et R. Stevenson. 1999. « The Caldwell Group lavas of southern Quebec: MORB-like tholeiites associated with the opening of Iapetus ocean ». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 36, p. 999-1019.
- Birkett, T. Y. C. 1981. « Metamorphism of a Cambro-Ordovician sequence in south-eastern Quebec ». Thèse de doctorat, Montréal, Université de Montréal, 268 p.
- Cabanis, B. et M. Lecolle. 1989. « Le diagramme tectonique La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale ». *C.R. Academy. Sciences. Series II*, vol. 309, p. 2023-2029.
- Castonguay, S., G. Ruffet, A. Tremblay et G. Féraud. 2001. « Tectonometamorphic evolution of the southern Québec Appalachians : $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ evidence for Middle Ordovician crustal thickening and Silurian-Early Devonian exhumation of internal Humber zone ». *Geological Association of America Bulletin*, vol. 113, no 1, p. 144-160.

- Castonguay, S., A. Tremblay, G. Ruffet, G. Féraud, N. Pinet et M. Sosson. 1997. « Ordovician and Silurian metamorphic cooling ages along the Laurentian margin of the Quebec Appalachians: Bridging the gap between New England and Newfoundland ». *Geology*, vol. 25, no 7, p. 583-586.
- Cawood, P. A. et G. Suhr. 1992. « Generation and obduction of ophiolites : constraints from the Bay of Island complex, western Newfoundland ». *Tectonics*, vol. 11, p.884-897.
- Chinner, G. A. 1960. « Pelitic gneisses with varying ferrous/ferric ratios from Glen Clova, Angus, Scotland ». *Journal of Petrology*, vol. 1, p.178-217.
- Church, W. R. 1977. « The ophiolites of southern Quebec: Oceanic crust of Bets Cove type ». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 14, p.1668-1673.
- Clague, D., J. Rubin et R. Brackett. 1981. « The age and origin of the garnet amphibolite underlaying the Thetford Mines Ophiolite, Québec ». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 18, 469-486.
- Coish, R. A. 1997 « Rift and ocean floor volcanism from the Late Proterozoic and early Paleozoic of the Vermont Appalachians ». *The Nature of Magmatism in the Appalachian Orogen: Geological Society of America Memoir*, vol. 191, p. 129-145.
- Coish, R. A. et C. W. Sintson. 1992. « Geochemistry of mafic dikes in the Adirondack Mountains: Implications for the constitution of Late Proterozoic mantle ». *Contribution to Mineralogy and Petrology*, vol. 1, p.500-514.
- Coish, R. A., A. Bramley, T. Gavigan et R. Masinter. 1991. « Progressive changes in volcanism during Iapetan rifting: Comparaisons with the East African Rift-Red Sea system ». *Geology*, vol. 19, p. 1021-1024.
- Coish, R. A., D. A. Perry, C. D. Anderson et D. Bailey. 1986. « Metavolcanic rocks from the Stowe Formation, Vermont: remnants of ridge and intraplate volcanism in the Iapetus ocean ». *American Journal of Science*, vol. 286, p. 1-28.
- Coish, R. A., F. S. Fleming, M. Larsen, R. Poyner et J. Seibert. 1985. « Early rift history of the proto-Atlantic Ocean; geochemical evidence from metavolcanic rocks in Vermont ». *American Journal of Science*, vol. 285, no 4, p. 351-378.
- Condie, K. C. 1993. « Chemical composition and evolution of the Upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales ». *Chemical Geology*, vol. 104, p. 1-37.
- Cooke, H. C. 1949. Carte de compilation géologique de la région Magog-Weedon, Map 994A, Département of Mine and Technicall Surveys, Geological Survey of Canada.

- Cousineau, P. A. et P. St-Julien. 1994. « Stratigraphie et paleogeographie d'un bassin d'avant-arc ordovicien, Estrie-Beauce, Appalaches du Quebec ». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 31, no 2, p. 435-446.
- Cousineau, P. A. et P. St-Julien. 1992. « The St-Daniel Melange ; evolution of an accretionary complex in the Dunnage Terrane of the Québec Appalachian ». *Tectonics*, vol. 11, iss. 4, p. 898-909.
- Daoust, C., S. De Souza, A. Tremblay et M. Gauthier. 2005. « The Lac-Brompton ophiolitic complex; stratigraphy and structure of a newly-recognized ophiolite in the southern Quebec Appalachians, Canada ». *Geological Society of America - Abstracts with Programs*, Mars 2005, vol. 37, no 1, p. 72.
- David, J., et R. Marquis. 1994. « Géochronologie U-Pb dans les Appalaches du Québec: Application aux roches de la zone de Dunnage ». *La Revue Géologique*, vol. 1, p. 16-20.
- De Souza, S., C. Daoust, A. Tremblay et M. Gauthier. 2006. « The Lac Brompton ophiolite complex: stratigraphy, geochemistry, and implications for the southern Québec ophiolite belt, Canada ». *Geological Society of America - Abstracts with Programs*, vol. 38, no 2, p. 10.
- Drapeau, G. 1961. « Geology of Lake Memphremagog syncline (Vermont) ». Thèse, Cambridge, Massachusset Institute of Technologies, 70 p.
- Dunning, G. R. et R. B. Pederson. 1988. « U-Pb ages of ophiolites and arc-related plutons of the Norwegians Caledonides, implications for the development of Iapetus ». *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 98, p. 13-23.
- Durant, C., V. Ballu, P. Gente et J. Dubois. 1996. « Horst and graben structures on the flanks of the Mid-Atlantic Ridge in the MARK area (23°22'N): Submersible observations ». *Tectonophysics*, vol. 265, p. 275-297.
- Feninger, T. 1981. « Amphibolites associated with the Thetford Mines ophiolite complex at Belmina Ridge, Québec ». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 18, 1878-1892.
- Fergusson, C. L. et P. A. Cawood. 1994. « Structural history of the metamorphic sole of the Bay of Island Complex, western Newfoundland ». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 32, p. 533-544.
- Floyd, P. A. et J. A. Winchester. 1978. « Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements ». *Chemical Geology*, vol. 21, iss. 3-4, p. 291-306.

- Gagnon, D. Y. et R. A. Jamieson. 1986. « Étude de la semelle métamorphique du complexe du Mont Albert, Gaspésie, Québec ». Commission géologique du Canada, Recherches en cours, Partie B, Étude 86-1B, p.1-10.
- Graham, C. M. 1974. « Metabasite amphiboles of the Scottish Dalradian ». *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 47, p. 165-185.
- Hacker, B. R. et J.L. Mosenfelder. 1996. « Metamorphism and deformation along the emplacement thrust of the Samail Ophiolite, Oman ». *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 144, iss. 3-4, p. 435-451.
- Harnois, L. et M. Morency. 1989. « Geochemistry of Mont Orford ophiolite complex, northern Appalachians, Canada ». *Chemical Geology*, vol. 77, p. 133-147.
- Hébert, R., 1980, « Étude pétrologique des roches d'Asbestos et du Mont Ham (Ham Sud), Québec ». Mémoire de Maîtrise, Québec, Université Laval, 182 p.
- Holland, T. J. B. et S. W. Richardson. 1979. « Amphibole zonation in metabasites as a guide to the evolution of metamorphic conditions ». *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 70, p. 143-148.
- Hooper, P. R. et C. J. Hawkesworth. 1993. « Isotopic and geochemical constraints on the origin and evolution of the Colombia River Basalts ». *Journal of Petrology*, vol. 34, p. 1203-1246.
- Hsu, L. C. 1968. « Selected phase relationships in the system Al-Mn-Fe-Si-O-H : a model for garnet equilibria ». *Journal of Petrology*, vol. 9, part. 1, p. 40-83.
- Humphris, S. E et G. Thompson. 1978. « Trace Element mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts ». *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 42, iss.1, p. 127-136.
- Huot, F., R. Hébert et B. Turcotte. 2002. « A multistage magmatic history for the genesis of the Orford Ophiolite (Quebec, Canada); a study of the Mont Chagnon Massif ». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 39, no 8, p. 1201-1217.
- Hynes, A. 1982. « A Comparaison of amphiboles from medium- and low-pressure metabasite ». *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 81, p. 119-125.
- Jamieson, R. A. 1986. « P-T paths from high temperature shear zones beneath ophiolites ». *Journal of Metamorphic Geology*, vol. 4, no 1, p. 3-22.
- Jamieson, R. A. 1980. « Formation of metamorphic aureoles beneath ophiolites-Evidence from the St. Anthony Complex, Newfoundland ». *Geology*, vol. 8, p. 150-154.

- Kumarapeli, P. S., G.R Dunning, H. Pintson and J. Shaver. 1989. «Geochemistry and U-Pb zircon age of comenditic metafelsite of the Tibbit Hill Formation, Quebec Appalachians ». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 26, p. 1374-1383.
- Laird, J. 1980. « Phase equilibria in mafic schist from Vermont ». *Journal of Petrology*, vol. 21, no 1, p. 1-37.
- Laird, J. 1982. « Phase relations of metamorphic amphiboles; natural occurrence and theory ». In *Amphiboles in metamorphosed basaltic rocks; greenschist facies to amphibolite facies, Reviews in Mineralogy*, vol. 9B, p. 113-138.
- Laird, J. et A. Albee. 1981. « High-pressure metamorphism in mafic schist from northern Vermont ». *American Journal of Science*, vol. 281, iss. 2, p.97-126.
- Lamothe, D. 1978. « Analyse structurale du mélange ophiolitique du Lac Montjoie ». Mémoire de Maîtrise, Québec, Université Laval, 67 p.
- Laurent, R. 1975. « Occurrences and origin of the ophiolites of the southern Quebec, northern Appalachians ». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 12, p. 443-455.
- Laurent, R. et R. Hébert. 1989. « The volcanic and intrusive rocks of the Quebec Appalachians ophiolites and their island arc setting ». *Chemical Geology*, vol. 77, p. 265-286.
- Leake, B. E. 1965. « The relationship between tetrahedral aluminium and the maximum possible octahedral aluminium in natural calciferous and subcalciferous amphiboles ». *American Mineralogist*, vol. 50, p.843-851.
- Leake, B. E. 1971. « On aluminous and edenetic hornblendes ». *Mineralogical Magazine*, vol. 38, p. 389-407.
- Leake, B. E. 1978. « Nomenclature of amphiboles ». *Mineralogical Magazine*, vol. 42, p. 533-563.
- Leake, B. E. 2004. « Nomenclature of amphiboles; additions and revisions to the International Mineralogical Association's amphibole nomenclature ». *European Journal of Mineralogy*, vol. 16, no 1, p. 191-196.
- Le Maitre, R. W. 1976. « The Chemical variability of some common igneous rocks ». *Journal of Petrology*, vol. 17, p. 589-637.
- Le Maitre, R. W., P. Bateman, A. Dudek, J. Keller, M. J. Lameyre Le Bas, P. A. Sabine, R. Schmid, H. Sorensen, A. Streckeisen, A. R. Woolley et B. Zannettin. 1989. *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Blackwell, Oxford, 193 p.

- Liou, J. G. 1973. « Synthesis and stability relations of epidote, $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{FeSiO}_{12}(\text{OH})$ ». *Journal of Petrology*, vol 14, part. 3, p. 381-413.
- Liou, J. G., S. Kuniyoshi et K. Ito. 1974. « Experimental studies of the phase relations between greenschist and amphibolite in a basaltic system ». *American Journal of Science*, vol. 274, p. 613-632.
- Malpas, J., R. K. Stevens et D. F. Strong. 1973. « Amphibolites associated with Newfoundland ophiolites: their classification and significance ». *Geology*, vol. 1, p.45-47.
- Menzies, M. A. et P. R. Kyle. 1990. « Continental volcanism; a crust-mantle probe ». In *Continental Mantle*, Oxford Monographs on Geology and Geophysics, vol. 16, p.157-177.
- Meschede, M. 1986. « A method of discriminated between different types of mid-ocean ridge basalt and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram ». *Earth Chemical Geology*, vol. 56, p. 290-300.
- O'Beirne, A. M., R. A. Jamieson et Y. D. Gagnon. 1990. « Petrology of garnet-clinopyroxene amphibolite from Mont Albert, Gaspé, Québec ». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 27, p.72-86.
- Olive, V., R. Hébert et M. Loubet. 1997. « Isotopic and trace element constraints on the genesis of a boninitic sequence in the Thetford Mines ophiolitic complex, Quebec, Canada ». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 34, p. 1258-1271.
- Pearce, J. A. 1982. « Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries ». In Thorpe, R.S (Ed) *Andesite : Orogenic Andesites and Related Rock*, p. 525-548. Chichester (U.K.) : John Wiley and Sons.
- Pearce, J. A. et J. R. Cann. 1973. « Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analyses ». *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 19, p. 290-300.
- Pearce, J. A. et M. J. Norry. 1979. « Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks ». *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 69, no 1, p. 33-47.
- Pinet, N., S. Castonguay et A. Tremblay. 1996. « Thrusting and backthrusting in the Taconian internal zone, southern Quebec Appalachians ». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 33, p. 1283-1293.
- Pinet, N., A. Tremblay et M. Sosson. 1996. « Extension versus shortening model for hinterland-directed motions in southern Québec Appalachians ». *Tectonophysics*, vol. 267, p. 239-256.

- Pinet, N. et A. Tremblay. 1995. « Tectonic evolution of the Quebec-Maine Appalachian: From oceanic spreading to obduction and collision in the northern Appalachian ». *American Journal of Sciences*, vol. 295, p. 173-200.
- Pintson, H., P. S. Kumarapeli et M. Morency. 1983. « Tectonic significance of the Tibbit Hill volcanics : Geochemical evidence from Richmond area, Québec ». Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 85-1A, p. 123-130.
- Raase, P. 1974. « Al and Ti contents of hornblende, indicator of pressure and temperature of regional metamorphism ». *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 45, p. 231-236.
- Rodrigue, G. 1979. « Étude pétrologique des roches ophiolitiques du Mont Orford ». Mémoire de Maîtrise, Québec, Université Laval, 169 p.
- Schroetter, J.-M., A. Tremblay, J. Bédard et M. E. Villeneuve. 2006. « Syncollisional basin development in the Appalachian Orogen-The St-Daniel Melange, Southern Quebec, Canada ». *Geological Society of America Bulletin*, vol. 117, no 11-12.
- Schroetter, J.-M., A. Tremblay et J. Bédard. 2005. « Structural evolution of the Thetford Mines Ophiolite Complex, Canada: Implication for the Southern Quebec Ophiolitic Belt ». *Tectonics*, vol. 24, no 1, 20 p.
- Schroetter, J.-M., P. Pagé, J. Bédard, A. Tremblay et V. Bécu. 2003. « Forearc extension and sea-floor spreading in the Thetford Mines Ophiolite Complex ». In *Ophiolites in Earth History; Geological Society of London Special Publication*, vol. 218, p. 231-251.
- Searle, M. P. et J. Malpas. 1982. « Petrochemistry and origin of sub-ophiolitic metamorphic and related rocks in the Oman Mountains ». *Journal of Geological Society of London*, vol. 139, p. 235-248.
- Spears, F. S. 1981. « An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite ». *American Journal of Science*, vol. 281, no 6, p. 697-734.
- Spears, F. S. 1993. *Metamorphic phase equilibria and pressure temperature-time paths*. Washington D. C. : Mineralogical Society of America Monograph, 799p.
- Spray, J. G. et J. C. Roddick. 1980. « Petrology and Ar-40/Ar-39 geochronology of some Hellenic sub-ophiolite metamorphic rocks ». *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1980, vol. 72, no 1, p. 43-55.
- Stanley, R. S. et N. M. Ratcliffe. 1985. « Tectonic synthesis of the Taconian orogeny in western New England ». *Geological Society of America Bulletin*, vol. 96, p. 1227-1250.

- St-Julien, P. 1960. *Rapport préliminaire sur la région du lac Fraser, Comtés de Shefford et de Stanstead*. Québec : Ministère des Mines, 13 p.
- St-Julien, P. 1961. *Rapport préliminaire sur la région du lac Monjoie, Comtés de Sherbrooke, Richmond et Stanstead*. Québec : Ministère des Richesses naturelles, 13 p.
- St-Julien, P. 1970. *Région D'Orford Shebrooke : Carte de compilation géologique au 1/50000*. Rapport 1619, Québec : Ministère de l'Énergie et des Ressources.
- St-Julien, P. et C. Hubert. 1975. « Evolution of the Taconian orogen in the Quebec Appalachians ». *American Journal of Science*, vol. 275-A, p. 337-362.
- Sun, S. S. et W. F. McDonough. 1989. « Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: Implications for mantle composition and processes ». In *A.D Saunders and M.J. Norry (eds), Magmatism in the Ocean Basins; Geological Society of London Special Publication*, vol. 42, p 313-345.
- Tremblay, A. 1992. « Tectonic and accretionary history of Taconian oceanic rocks of the Quebec Appalachians ». *American Journal of Science*, vol. 292, p. 229-252.
- Tremblay, A., R. Hebert et M. Bergeron. 1989. « Le Complexe d'Ascot des Appalaches du sud du Quebec - pétrologie et géochimie ». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 26, p. 2407-2420.
- Tremblay, A., M. Malo et P. St-Julien. 1995. « Dunnage zone Quebec » In *Geology of the Appalachian-Caledonian Orogen in Canada and Greenland; Geological survey of Canada*, vol 6, p. 179-187.
- Tremblay, A. et S. Castonguay. 2002. « Structural evolution of the Laurentian margin revisited (southern Quebec Appalachians) : Implications for the Salian orogeny and successor basins ». *Geology*, vol. 30, no 1, p. 79-82.
- Tremblay, A. et N. Pinet. 1994. « Distribution and characteristics of Taconian and Acadian deformation, southern Québec Appalachians ». *Geological Society of America Bulletin*, vol. 106, p. 1172-1181.
- Tremblay, A., G. Ruffet et S. Castonguay. 2000. « Acadian metamorphism in the Dunnage zone of the Southern Quebec, northern Appalachians : $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence for collision diachronism ». *Geological Society of America Bulletin*, vol. 112, p. 136-146.
- Triboulet, C. 1992. « The (Na-Ca) Amphibole–albite–chlorite–epidote–quartz geothermobarometer in the system S-A-F-M-C-N-H₂O. 1. An empirical calibration ». *Journal of Metamorphic Geology*, vol. 10, p. 545-556.
- Vernon, R. H. 1976. *Metamorphic processes, reactions and microstructures development*. Londres: Thomas Murby (George Allen & Unwin), 247p.

- Wakabayashi, J. et Y. Dilek. 2000. « Spatial and temporal relationships between ophiolites and their metamorphic soles; a test of models of forearc ophiolite genesis ». *Geological Society of America Special Paper*, vol. 349, p. 53-64.
- Whitehead, J., P. H. Reynolds et J. G. Spray. 1995. « The sub-ophiolitic metamorphic rocks of the Québec Appalachians ». *Journal of Geodynamics*, vol. 19, p. 325-350.
- Whitehead, J., G. R. Dunning et J. G. Spray. 2000. « U-Pb geochronology and origin of granitoid rocks in the Thetford Mines Ophiolite, Canadian Appalachians ». *Geological Society of America Bulletin*, vol. 112, p. 915-928.
- Williams, H. 1979. « Appalachian orogen in Canada ». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 16, p. 792-807.
- Williams, H. et W. R. Smyth. 1973. « Metamorphic aureoles beneath ophiolite suites and Alpine peridotite: tectonic implications with west Newfoundland examples ». *American Journal of Science*, vol. 273, p. 584-621.
- Williams, H. et P. St-Julien. 1979. « The Baie Verte-Brompton line: Early Paleozoic continent-ocean interface in the Canadian Appalachians ». In *Major Structural Zones and Faults of the Northern Appalachians*; *Geological Association of Canada Special Paper*, vol. 24, p. 177-207.
- Winchester, J. A. et P. A. Floyd. 1977. « Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation product using immobile elements ». *Chemical Geology*, vol. 20, p. 325-343.
- Winter, J. D. 2001. *An introduction to igneous and metamorphic petrology*, Upper Saddle River (USA) : Ed. Prentice-Hall, 697 p.
- Woodcock, N. H. et A. H. F. Robertson. 1977. « Origin of some ophiolite-related metamorphic rocks of the "Thetyan" belt ». *Geology*, vol. 5, p. 373-376.
- Wu, C.-M., X.-S. Wang, C.-H. Yang Y.-S. Geng et F.-L. Liu. 2003. « Empirical garnet-muscovite geothermometry in metapelites ». *Lithos*, vol. 62, p. 1-13.